


NYPL RESEARCH LIBRARIES
3 3433 09073958 6



TRAITÉ

DE

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

EMM. DE MARTONNE
Professeur à l'Université de Lyon,
Chargé de cours de Géographie à la Sorbonne.

TRAITÉ
DE
GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

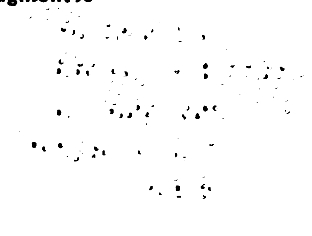


CLIMAT — HYDROGRAPHIE
RELIEF DU SOL — BIOGÉOGRAPHIE

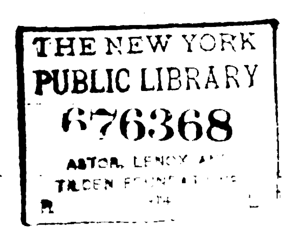
Ouvrage couronné par l'Académie des Sciences, Prix Binoux, et par la Société de Géographie de Paris.

Deuxième Édition, revue et augmentée





LIBRAIRIE ARMAND COLIN
103, BOULEVARD SAINT-MICHEL, PARIS
1913


THE NEW YORK
PUBLIC LIBRARY
676368

PRÉFACE

DE LA PREMIÈRE ÉDITION

Cet ouvrage n'est pas de ceux dont le dessein a besoin d'être longuement exposé. Donner au public instruit le moyen de suivre les publications géographiques, de jour en jour plus nombreuses et plus scientifiques, — aux spécialistes un livre général devenu indispensable, tel est le double but qu'on s'est proposé.

Il est difficile à un esprit cultivé de rester indifférent au mouvement géographique actuel. Chaque jour apporte une œuvre nouvelle, intéressante soit au point de vue économique, soit au point de vue purement physique. Les explorations, si elles n'amènent plus guère de découvertes sensationnelles, se signalent par des études plus approfondies et plus scientifiques, qui donnent aux revues géographiques une apparence plus technique. La géographie physique est toujours au premier rang dans ces études et apparaît comme la base même des travaux de géographie humaine. Le lecteur réfléchi sent le besoin d'un ouvrage d'orientation, également au courant des théories et des découvertes récentes, non seulement en ce qui touche le relief du sol, mais en ce qui touche le climat, l'hydrographie, et la géographie des êtres vivants. Les progrès de ces différentes branches de la science géographique ont été si rapides à la fin du XIX[e] siècle qu'il est impossible de mettre entre les mains du lecteur le livre répondant à ces préoccupations. C'est cette lacune que nous avons essayé de combler.

Le besoin d'un Traité général de géographie physique n'est pas moins vivement senti par les géographes eux-mêmes. Le développement de la géographie moderne semble conduire à une spécialisation de plus en plus marquée. Il devient à peu près impossible de poursuivre des recherches personnelles à la fois sur la Morphologie, l'Hydrographie, le Climat, la Biogéographie et la Géographie humaine. Il est d'autant plus nécessaire au géographe spécialisé d'avoir sous la main un livre lui permettant de s'orienter rapidement dans les questions de géographie physique qui ne sont pas l'objet propre de ses études. Il est d'autant plus indispensable que le débutant, avant de se spécialiser, puisse prendre un aperçu assez complet et assez exact des différentes voies de recherches qui s'ouvrent devant lui, des principes acquis, des questions encore à l'étude, des procédés et des méthodes propres à chaque branche de la géographie physique. Si cette orientation peut être acquise par la lecture de divers traités spéciaux, il est de beaucoup préférable qu'elle soit due à celle d'un traité général, où les rapports des différentes questions de géographie physique soient mis en lumière, où l'unité de la science géographique soit montrée au débutant, et rappelée au savant spécialisé dans un ordre de recherches particulier.

Tel est l'esprit dans lequel a été conçu ce livre. S'il peut paraître téméraire à un seul homme de prétendre donner un aperçu exact des différentes branches de la géographie physique moderne, il était d'autre part impossible d'atteindre le but qu'on s'était proposé par un travail collectif. On espère que les spécialistes se montreront indulgents pour les imperfections d'une œuvre dont la difficulté apparaît évidente.

Jamais on n'aurait osé l'entreprendre, et peut-être n'aurait-on pu la terminer, sans l'appui d'ouvrages spéciaux et de collaborateurs dévoués, auxquels il nous est agréable de rendre hommage.

Des traités comme les *Leçons de Géographie physique* de A. de Lapparent, consacrées seulement au relief du sol, ou

comme la *Météorologie* de Angot, l'ouvrage classique du Gal de La Noë et d'Emm. de Margerie, *Les formes du terrain*, les *Geographische Handbücher* de la collection Ratzel, dus à Hann, Penck, Krümmel, Heim, Drude, etc., le bel ouvrage de Schimper, *Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage*, les publications si suggestives de Davis, nous ont fourni des bases solides, dont l'utilité est apparue encore avec plus d'évidence, lorsqu'il a fallu, sur certains points où manquait toute œuvre de synthèse, amener les matériaux à pied d'œuvre, par exemple pour l'Hydrographie continentale et la Zoogéographie.

Parmi les collaborateurs dont l'aide et les conseils m'ont soutenu, je nommerai d'abord mes élèves des Universités de Rennes et de Lyon, devant lesquels, pendant dix ans, ont été exposés à maintes reprises et perfectionnés graduellement chacun des chapitres de cet ouvrage.

Je citerai ensuite les collègues et amis qui m'ont communiqué des documents, ou ont bien voulu relire les épreuves en me faisant souvent profiter d'observations judicieuses : MM. A. Angot, G. Bonnier, Cholnoky, A. Demangeon, M. Eckert, Ch. Flahault, J. B. M. Flamand, L. Gallois, M. Gignoux, A. de Gironcourt, E. Haug, J. Huber, L. Joubin, W. Kilian, H. Magnus, Emm. de Margerie, Ostenfeld, L. Planchon, Racovitza, Sabbatini, Schenck, Vittorio Sella, H. Schirmer, A. Vacher, Ch. Vélain, P. Vidal de la Blache, M. Zimmermann.

Je n'ai garde d'oublier dans ces remerciements mes éditeurs, MM. Max Leclerc et H. Bourrelier, qui n'ont rien négligé pour assurer à cet ouvrage l'exécution la plus satisfaisante.

Lyon, le 30 juin 1909.

PRÉFACE

DE LA DEUXIÈME ÉDITION

Lorsque j'ai été averti de la nécessité de préparer une deuxième édition de cet ouvrage, le temps écoulé depuis l'apparition de la première semblait trop court pour qu'on put songer à y faire des changements importants. Une revision attentive paraissait seulement désirable.

On jugera combien peu j'ai su rester fidèle à ce programme : Les corrections et additions apportées à cette nouvelle édition intéressent 216 pages et 50 figures dans le texte. Le nombre des planches hors texte a été augmenté de 4.

Ceux qui suivent d'un peu près les progrès de la géographie physique n'en seront pas étonnés. Depuis l'apparition de la première édition de cet ouvrage, les deux pôles ont été découverts et le continent antarctique a pris définitivement place sur les Atlas. Si la connaissance des faits géographiques eux-mêmes peut faire un tel pas en avant dans l'intervalle de moins d'un lustre, quels ne doivent pas être les changements des théories, qui se rapprochent par approximations successives de la vérité?

Le travail de mise au point devait cependant être limité dans une deuxième édition aussi proche de la première.

En dehors des passages touchant aux questions de géographie mathématique, dont la rédaction a été souvent reprise,

pour en rendre la doctrine plus sûre et l'intelligence plus facile, ce sont les parties consacrées à l'Hydrographie et au relief du sol qui ont subi les remaniements les plus importants. Les progrès si rapides de l'Océanographie ont amené la refonte complète de plusieurs chapitres. Les pages traitant des sources, du relief calcaire, des adaptations tectoniques, des glaciers actuels et du relief glaciaire, se présentent sous une forme toute nouvelle. Dans la Biogéographie, la question des sols a été entièrement reprise.

Malgré tous ces remaniements, on a tenu à ne pas allonger sensiblement l'ouvrage. Le texte a été allégé bien des fois ; des figures ont été supprimées. Les bibliographies elles-mêmes, malgré l'addition des publications récentes, ont été souvent raccourcies.

L'effort tenté pour rendre plus fidèle ce tableau d'ensemble des principes de la géographie physique, sans en augmenter les dimensions, a retardé plus qu'il n'aurait été désirable l'apparition de la deuxième édition. Mon excuse est dans le désir de rendre l'ouvrage vraiment digne de l'accueil fait à la première édition par le public et le monde savant.

Paris, le 30 juin 1913.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

EMPLOYÉES

POUR LES PÉRIODIQUES DANS LES BIBLIOGRAPHIES PLACÉES A LA FIN DE CHAQUE CHAPITRE.

A. d. G. : Annales de Géographie.
CR. Ac. Sc. : Comptes rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
La G. : La Géographie, Bulletin de la Société de Géographie de Paris.
P. M. : Petermanns Geographische Mitteilungen.
G. Z. : Geographische Zeitschrift.
G. J. : Geographical Journal.

ABRÉVIATIONS GÉNÉRALES

Ab. : Abhandlungen.
Ac. : Académie, Academy, Accademia, académique, -ic. -ico.
Ak. : Akademie.
Amer. : Amérique, America, American, etc.
An. : Annales, Annalen, Annale, — Annuel, Annual, etc.
Arch. : Archive.
Ber. : Bericht.
Bl. : Blatt, Blätter.
Bot. : Botanique, Botanik, Botanic, botanisch, botanical, etc.
Bul. : Bulletin, Buletin, etc
Bur. : Bureau.
Congr. : Congrès, Congress, Congresso. etc.
CR. : Comptes rendus.
Dis. : Inaugural Dissertation.
D. : Deutsch, Deutschland.
Denkschr. : Denkschriften.
Erg. : Ergänzungsheft.
Fr. : Français, de France.
Forsch. : Forschungen, Forscher.
G. : Géographie, Geography, géographique, -isch, -ical, etc.
Geol. : Géologie, Geology, géologique, -isch, -ical, etc.
Ges. : Gesellschaft.
Ital. : Italia, Italiano, etc.
Intern. : International.
J. : Journal.
Jb. : Jahrbuch.
Jber. : Jahresbericht.
K. : Kaiserlich, königlich.
M. : Mitteilungen.
Mag. : Magazine.
Met. : Météorologie, Meteorology, météorologique, -isch, -ical, etc.
Mém. : Mémoires, Memorie, etc.
Mus. : Museum, Musée, Museo, etc.
Natur. : Naturelle, Naturaliste, etc.
Nat. : National, nacional, etc.
Oest. : Oesterreich, österreichisch, etc.
Proc. : Proceedings.
R. : Royal, real.
RC. : Rendiconti.
Rep. : Report.
Rev. : Revue, Rivista, etc.
Sc. : Science, Scienza, scientifique, scientific, etc.
Soc. : Société, Society, Societa, etc.
Schr. : Schriften.
Sitzber. : Sitzungsberichte.
Schw. : Schweiz, schweizerisch.
Surv. : Survey.
Univ. : Université, University, Universität, etc.
Ver. : Verein.
Verh. : Verhandlungen.
Vers. : Versammlung.
Wiss. : Wissenschaft, wissenschaftlich, der Wissenschaften.
Zool. : Zoologie, Zoology, zoologique, -isch, ical.
Z. : Zeitschrift.

N. B. Les travaux contenant un certain nombre de photographies typiques sont signalés, dans les bibliographies, par une astérisque placée, en exposant, auprès du numéro d'appel.

PREMIÈRE PARTIE

NOTIONS GÉNÉRALES

PREMIÈRE PARTIE

NOTIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE PREMIER

L'ÉVOLUTION DE LA GÉOGRAPHIE

Qu'est-ce que la géographie? Telle est la première question qui semble se poser au début de leçons de géographie générale. Pour essayer d'y répondre avec quelque précision, il est nécessaire de rechercher comment s'est formée cette science, devenue par une lente évolution une des plus complexes qu'ait forgées l'esprit humain. Vouloir définir une science par des principes posés *a priori*, vouloir assigner des limites exactes à son champ d'investigation, est une entreprise toujours téméraire. Il semble que plus le savoir humain progresse, plus apparaissent les liens qui rattachent entre elles les diverses sciences, comme des branches issues d'un tronc commun. Les circonstances qui déterminent l'attribution de tel ordre de recherches aux adeptes d'une certaine science sont souvent presque fortuites. L'histoire de la géographie en offre plus d'un exemple. Toute définition *a priori*, qui ne tient pas compte de l'évolution naturelle des choses, risque de rester sans influence, ou d'en exercer une mauvaise.

Se rendre compte des étapes traversées par la science géographique, des vissicitudes qu'a subies son développement, des transformations, lentes mais continues, qui l'ont amenée au haut degré d'organisation où nous la voyons aujourd'hui, voilà, semble-t-il, la méthode la plus sûre et la plus prudente pour en reconnaître le principe intime, pour démêler ce qu'elle est et ce qu'elle doit être.

I. — LA GÉOGRAPHIE DES ANCIENS

On dit souvent que la géographie est une science neuve. Cela est vrai, si l'on veut parler de l'ensemble de recherches scientifiques qui se groupent depuis cinquante ans sous ce nom. Mais la science géographique entendue dans son sens le plus large, comme science de la terre, est une des branches les plus anciennes du savoir humain. Elle répond à l'un des besoins les plus essentiels de la nature humaine, dès qu'on s'élève au-dessus de la vie sauvage, celui de fixer le souvenir des lieux qui nous entourent, dans un rayon dont l'étendue varie avec nos besoins et nos moyens de locomotion. Les indigènes polynésiens n'ont-ils pas des sortes de cartes géographiques rudimentaires sous forme de bâtons sculptés? [Drœber, 1].

Si le nom de Géographie, Γεωγραφία, semble avoir été inventé par les Alexandrins, la chose apparaît chez les premiers écrivains grecs, dès que la pensée s'éveille et que le cercle de l'expérience s'élargit au delà de l'horizon du hameau ou de la cité. Il est même curieux de constater qu'on peut reconnaître dès le début, non seulement l'objet et les directions principales de la géographie, mais encore les difficultés et les conditions essentielles du développement de cette science.

Les Alexandrins faisaient d'Homère le premier géographe. Il est certain que les poèmes homériques furent goûtés pour l'exactitude de leur peinture de la vie maritime et des conditions géographiques de régions lointaines, non moins que pour leur beauté littéraire. Mais le premier géographe vraiment conscient est Hérodote, c'est-à-dire le premier historien qui élargit le champ des chroniques locales, et que l'étude d'une grande guerre met en présence de pays aussi lointains que différents. On sait ses voyages en Égypte, en Thrace et jusqu'à l'Hellespont, en Phénicie et jusqu'en Babylonie. Il représente la tendance descriptive de la géographie, ce que nous appelons la *géographie régionale*.

En même temps, et même un peu avant, se révélait, dans ces cités ioniennes où s'éveilla la pensée grecque, une autre face de la géographie, celle qui regarde vers la terre considérée dans son ensemble et porte pour cela le nom de *géographie générale*. Les philosophes naturalistes ioniens, dont Thalès de Milet est le nom le plus éclatant, commençaient dès le VIe siècle avant notre ère à s'inquiéter des problèmes de la physique terrestre : forme, dimension, position de la terre dans l'espace. Thalès, héritier des connaissances astrono-

miques des Égyptiens et des Babyloniens, proclamait la rotondité de la terre, que notre moyen-âge devait mettre en doute.

Ainsi, dès le début, apparaissent les deux points de vue essentiels de la géographie considérée comme science de la terre : *géographie générale* et *géographie régionale* se retrouvent dans toute l'antiquité, semblant se disputer l'attention des savants. Quand on songe à la faiblesse des moyens d'investigation dont disposaient les Anciens, on est étonné que la géographie générale ait pu faire de tels progrès. Née avec les Ioniens, résumée plutôt que développée par Aristote, élargie considérablement par les Alexandrins, elle s'attaque aux problèmes les plus élevés de la géophysique. Non seulement elle prouve la rotondité de la terre, mais elle en mesure la dimension avec ÉRATOSTHÈNE (environ 230 av. J.-C.). Elle envisage des questions hydrographiques et climatologiques : continuité des océans, théorie des zones climatiques, origine des fleuves et de leurs crues, principalement des crues du Nil. Tout cela est malheureusement tiré de considérations trop étrangères à l'expérience ; la vérité s'y mêle à l'erreur, dans des proportions qu'il était alors impossible de démêler. Aussi voit-on de temps en temps des esprits à tendance pratique s'inquiéter et, laissant toutes ces théories, se retourner vers les descriptions exactes des pays connus.

Cette réaction, qui ramène la faveur vers la géographie régionale, est particulièrement marquée avec les géographes romains ou inspirés des idées romaines. POLYBE en donne le signal. STRABON, dont nous avons conservé l'œuvre presque entière, est l'écrivain d'après lequel on juge de ce que pouvait donner ce mouvement. On observe que la géographie régionale et descriptive est beaucoup plus humaine, plus attentive à l'ethnographie, aux migrations des peuples, aux mœurs et aux institutions, tandis que la géographie générale est plus physique, plus exacte, ou du moins plus soucieuse de précision mathématique. PTOLÉMÉE (IIe siècle), qui représente une réaction contre la tendance descriptive, fera porter tout son effort sur l'exposition des notions générales de géographie mathématique et sur la fixation des positions géographiques d'un certain nombre de points.

Il importait de bien marquer cette double face de la science géographique, qui s'observe dès ses débuts. Pendant longtemps le dualisme persistera. On verra ces deux branches d'une même science se développer côte à côte sans se toucher et sans se pénétrer. La géographie moderne existera du jour où le rapprochement et la fusion auront été opérés par des esprits puissants, tels que Humboldt et Ritter.

Un second point mérite encore d'attirer notre attention. Le déve-

loppement de la géographie, gêné par ce dualisme, est encore retardé par ce fait qu'il est subordonné à des circonstances étrangères. Dès l'antiquité, en effet, on peut observer que les progrès de la géographie sont liés d'une part à ceux de la connaissance du globe, c'est-à-dire aux guerres ou aux événements politiques, d'autre part aux progrès des sciences.

Tout élargissement important du monde connu donne un nouvel essor à la géographie descriptive. Le plus bel exemple en est donné par les conquêtes d'Alexandre, qui brusquement étendirent l'horizon géographique jusqu'à l'Inde. Les conquêtes romaines eurent le même résultat (fig. 1).

La géographie apparaît aussi, dès l'antiquité, comme tributaire de certaines sciences : c'est aux progrès de l'astronomie qu'est lié le sort de la géographie générale mathématique ; c'est par des considérations astronomiques que les Ioniens prouvent la rotondité de la Terre et qu'Ératosthène est amené à en mesurer les dimensions. De même la géographie régionale ou descriptive naît avec Hérodote des besoins de l'histoire.

Dualisme de la conception géographique, dépendance de l'évolution sociale et politique ainsi que des progrès de diverses sciences, voilà des faits qui présideront pendant longtemps au développement de la géographie.

II. — LE MOYEN ÂGE ET LA RENAISSANCE

Le Moyen Age est pour la géographie, comme pour la plupart des sciences, une période d'éclipse ou même de recul. Il est marqué surtout par une décadence complète de la géographie générale. C'est par les Arabes que reste entretenu le foyer et que se manifeste encore l'activité géographique; mais, quelle que soit la valeur des géographes arabes, on doit reconnaître qu'ils sont presque uniquement tournés vers la géographie descriptive. Tous sont de grands voyageurs : MASSUDI de Bagdad, l'auteur des *Prairies d'Or*, mort en 957, avait parcouru la Palestine, la Perse, l'Arménie, la Syrie, l'Égypte, l'Afrique du Nord et l'Espagne; MOHAMMED EL EDRISI, né au XII[e] siècle dans le Maroc, avait visité les côtes de France et d'Angleterre, l'intérieur du Maroc et l'Asie; IBN BATOUTA, marocain aussi, parcourt au XIV[e] siècle l'Afrique septentrionale et orientale jusqu'au Niger, l'Asie occidentale, l'Inde, la Chine, la Russie méridionale. Dans les descriptions de ces infatigables voyageurs, la géographie humaine tient la place principale, avec force détails historiques et

Fig. 1. — *Planisphère montrant l'élargissement progressif de l'horizon géographique.*

La teinte est d'autant plus foncée que la reconnaissance du pays a été plus tardive. [1, monde connu avant le ivᵉ s. av. J.-C.; — 2, monde révélé entre le ivᵉ et le iiᵉ s. av. J.-C. (principalement par les expéditions d'Alexandre); — 3, monde révélé entre le iiᵉ s. av. J.-C. et le xivᵉ s. (Arabes, Marco Polo); — 4, monde révélé aux xvᵉ et xviᵉ s. (découvertes de la Renaissance); — 5, monde révélé aux xviiᵉ et xviiiᵉ s. — 6, régions reconnues vers la fin du xixᵉ s.] Les limites de l'horizon géographique marquées pour cinq dates critiques enveloppent non pas toutes les régions exactement connues, mais celles sur lesquelles on avait des notions; elles marquent les marges de l'inconnu absolu.

politiques. Les notions de géographie générale, qui figurent souvent en tête de leurs livres, sont tirées de Ptolémée, parfois mal compris [Lelewel, 12].

La Renaissance marque pour la géographie, comme pour presque toutes les branches du savoir humain, une époque de renouvellement et d'activité fébrile. C'est l'âge des grands voyages, qui révèlent des mondes inconnus, et des grandes découvertes scientifiques, qui donnent de nouvelles bases à toutes les connaissances. C'est une période de crise, d'où la géographie aurait pu sortir formée. En réalité trois grands faits marquent ce moment unique : 1° un élargissement prodigieux de l'horizon géographique; 2° le grand essor de la cartographie; 3° les progrès des sciences physiques auxiliaires de la géographie.

Avant le siècle qu'on a justement nommé l'ère des grandes découvertes géographiques, de lointains voyages avaient déjà singulièrement étendu la connaissance du globe. Nous avons dit les pérégrinations des géographes arabes. Au xiii[e] siècle, le Vénitien Marco Polo avait parcouru presque toute l'Asie, séjourné 10 ans à la Cour du Khan des Mongols, visité l'Indo-Chine, l'Inde, les îles des Épices. Mais, complètement étranger aux méthodes astronomiques, il n'avait rapporté aucune détermination même approximative, qui pût servir à fixer la carte de ces pays nouveaux. D'où l'erreur de longitude qui se reflète dans le globe de Martin Behaim (1492), réduisant à 120° la distance entre l'Europe et l'Asie, erreur partagée par Toscanelli et qui inspira Christophe Colomb. Les grands voyageurs du xvi[e] siècle sont au contraire des marins habitués aux observations et à la précision nautiques.

La succession des découvertes dans les trente années qui s'étendent de 1492 à 1522 a quelque chose de stupéfiant. Ce sont d'abord les trois voyages de Christophe Colomb (1492-1493-1498), qui révèle le Nouveau-Monde, en croyant atteindre l'Asie Orientale. Presque en même temps, Vasco de Gama, suivant une route déjà fréquentée par les Portugais, tout le long de la côte occidentale d'Afrique, achève le périple de ce continent commencé par Diaz et atteint les rivages de l'Inde (1497-1499). Vespuce et Vincent Pinzon reconnaissent la côte septentrionale de l'Amérique du Sud. Cortez pénètre au cœur du Mexique, Cabot touche au Labrador et à Terre-Neuve (1497-1498). Enfin l'expédition de Magellan accomplit de 1519 à 1523 la première circumnavigation du monde, en doublant la pointe extrême de l'Amérique du Sud. En trente ans, l'horizon géographique, qui ne dépassait pas 60° en latitude sur 100° en lon-

gitude, s'est élargi jusqu'à embrasser presque toute la terre (fig. 1).

On imagine facilement quelle révolution pouvait opérer dans les idées une suite aussi surprenante de découvertes. C'est ici qu'on saisit le mieux les rapports qui unissent l'histoire de la géographie à celle des voyages. De vieilles théories, soutenues encore par les préjugés, tombent définitivement en poussière. Telle la croyance à la zone torride inhabitable, sortie de considérations climatiques *a priori*, déjà combattues chez les anciens par Polybe et Eratosthène, mais acceptées encore par le Moyen Age, qui niait l'existence des antipodes en s'appuyant sur la Bible et les Pères [KRETSCHMER, 10]. Mais, en même temps, on voit ces découvertes hâtives introduire de nouvelles erreurs. Les récits des explorateurs sont souvent chargés de merveilleux ; des légendes se forment (*Eldorado*).

L'essor de la cartographie, qui signale la Renaissance, est dû en grande partie aux découvertes géographiques. Mais il est aussi en rapport avec un fait matériel qu'on ne doit pas oublier : l'invention de l'imprimerie. C'est grâce à ce nouveau procédé qu'on put voir se multiplier les éditions de Ptolémée, avec des cartes perfectionnées de jour en jour. Le Moyen Age semble n'avoir connu que des représentations assez grossières du globe terrestre; les tables gravées sur argent, ou les sphères précieuses étaient des objets d'art et de luxe, dont la possession était réservée aux souverains. La mappemonde peinte de FRA MAURO (XVe siècle) ignore les parallèles et les méridiens. Avec l'imprimerie, les cartes géographiques, soit établies d'après Ptolémée, soit destinées à fixer les nouvelles découvertes, passent dans toutes les mains et les cartographes sont amenés à envisager sous toutes ses formes le problème des projections.

On sait que la première traduction latine de Ptolémée fut celle de Jacobo Angelo (Vicence, 1471), et que la première édition accompagnée de cartes gravées sur cuivre parut à Rome en 1478. En Italie, en France, en Allemagne, se forment des cartographes au courant de toutes les découvertes [GALLOIS, 16]. Puis l'avantage passe à la Hollande avec Gerhard Kremer, connu sous le nom de MERCATOR, qui refait les cartes de Ptolémée (1578) et retrouve ou invente les principaux systèmes de projections. ORTELIUS inaugure peu après les grandes collections de cartes modernes avec son *Theatrum Orbis*, qui commença à paraître en 1570.

Malgré les efforts de ces savants pour réconcilier la géographie ptolémaïque avec la géographie moderne, le divorce subsiste encore. Déjà depuis plusieurs siècles, l'application de la boussole à la navigation avait permis aux marins de construire des cartes routières

connues sous le nom de *Portulans*, qui, sans s'inquiéter des latitudes et des longitudes, donnaient des contours beaucoup plus exacts des côtes méditerranéennes que les cartes de Ptolémée, viciées dès le principe par une erreur sur la position de Gibraltar (fig. 2). Si désormais les marins reconnaissent l'utilité des déterminations de

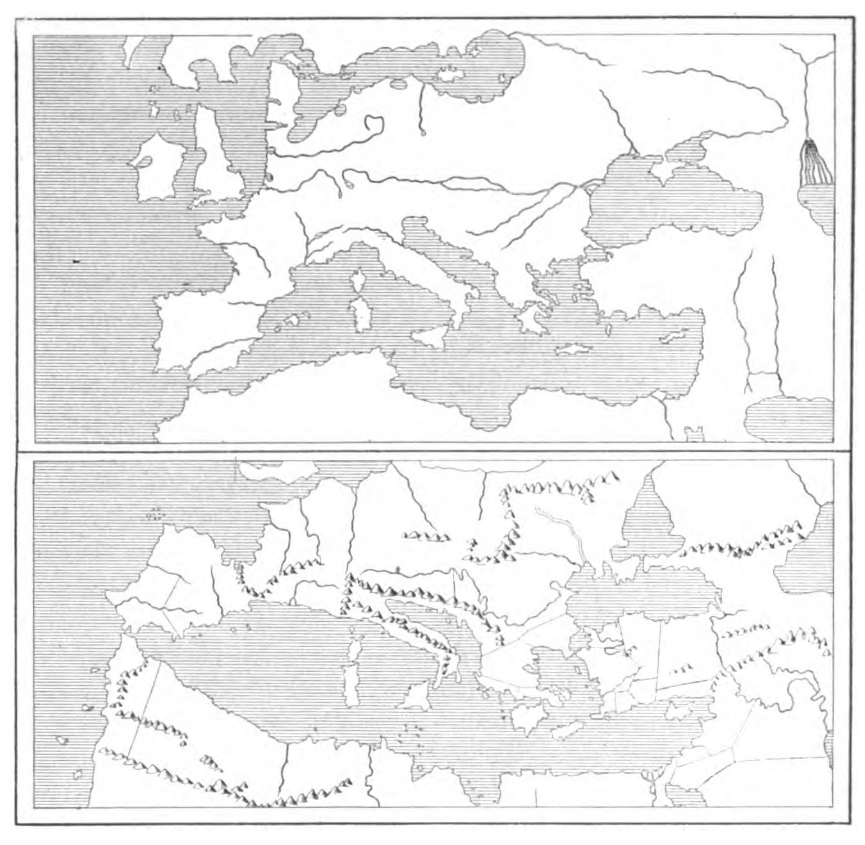


Fig. 2. — En haut, la Méditerranée des portulans (portulan de L. Gaddiano, 1351); en bas, la Méditerranée de Ptolémée.

longitudes et latitudes, tandis que les savants n'acceptent plus en aveugles tout ce qui vient de l'antiquité, il n'en reste pas moins qu'on voit se former deux courants différents de recherches géographiques : d'une part la géographie dite ancienne ou historique, de l'autre la géographie moderne, basée sur les découvertes récentes. La géographie ancienne est considérée comme plus sérieuse, plus scientifique. Ortelius y revient avec une prédilection marquée et les dernières années de sa vie sont consacrées à la publication de ce *Parergon*, qu'il considérait comme son œuvre capitale. On verra cet état d'es-

prit persister longtemps encore; jusqu'au XIXe siècle on en trouve des traces en France.

Si l'on cherche à préciser ce que la géographie a proprement gagné à l'époque de la Renaissance, on doit reconnaître que ses progrès ont été moins marqués que ceux des sciences voisines sur lesquelles elle s'appuie. Le renouvellement de la connaissance du globe est dû en grande partie aux progrès de l'astronomie. Sans les tables de déclinaison construites par REGIOMONTANUS à Nuremberg (1471-1475), et permettant la détermination de la latitude par l'observation du soleil au-dessus de l'horizon, Colomb aurait-il osé se lancer dans la traversée de l'Océan? L'application du télescope à l'astronomie par GALILÉE donne la possibilité de fixer les longitudes avec plus de précision. COPERNIC, en trouvant la véritable position de la terre dans le système solaire (1543), donne par là même les premiers fondements de la climatologie, basée sur les faits cosmiques les plus généraux; c'est lui qui porte le dernier coup à la vieille théorie des deux sphères terrestre et liquide, sur laquelle avait vécu tout le moyen âge. Les progrès de la science nautique devancent ceux de la géographie. Sur la carte de Hollande éditée par Mercator en 1585, on trouve pour la première fois des profondeurs marines indiquées. Dans leurs audacieux voyages, les découvreurs de l'Amérique observent les courants marins; les marées attirent l'attention et bientôt on en reconnaîtra la cause.

La géographie, telle que nous l'entendons actuellement, n'est point encore née. Cependant, on voit apparaître, avec la *Cosmographia* de SÉBASTIEN MÜNSTER, le premier modèle de ces grandes descriptions raisonnées du globe qui se succéderont à intervalles de plus en plus rapprochés jusqu'au XIXe siècle, se renouvelant à chaque nouvelle extension de l'horizon géographique. Cette œuvre considérable fut reproduite par l'imprimerie en 44 éditions de 1544 à 1650, preuve sensible de l'intérêt qui s'éveillait pour la géographie dans le public. En somme, la géographie régionale descriptive semble avoir surtout gagné au grand mouvement de la Renaissance. Mais elle est et restera longtemps encore dans l'enfance, à cause de son manque de contact avec la géographie générale.

Celle-ci, en apparence négligée, se prépare dans l'ombre par les progrès des sciences physiques. Au XVIIe siècle, elle est, pour la première fois depuis l'antiquité, réunie de nouveau en un corps de doctrine dans l'admirable *Geographia Generalis* de VARENIUS. Mort à vingt-huit ans, on ne peut savoir jusqu'où serait allé ce puissant esprit. Peut-être aurait-il renouvelé aussi la géographie descriptive;

il a donné le plan d'une œuvre de ce genre. Les idées directrices de sa géographie générale s'élèvent déjà bien au-dessus de tout ce qu'avait conçu l'antiquité; ce sont les mêmes qui deux siècles plus tard inspireront Humboldt. Tous les phénomènes physiques trouvent place dans son œuvre, conçue sur un plan d'une largeur inconnue jusque là; les grandes divisions de la géographie générale y sont nettement marquées : océanographie, climatologie, orographie. Sur un grand nombre de faits, il a des remarques et des idées d'une justesse qui surprennent et qui souvent devancent, par une véritable divination, les progrès ultérieurs des sciences.

Malheureusement, le livre de Varenius resta sans grande influence. La rigueur scientifique plus apparente que réelle de sa méthode, son mode d'exposition par théorèmes, choquaient de trop vieilles habitudes et empêchèrent sans doute sa diffusion. Il fut réimprimé plusieurs fois, notamment en 1672 par les soins de Newton, traduit en anglais et en français; mais qu'était-ce à côté des 44 éditions de la *Cosmographia* de Sébastien Münster? Conçue d'abord dans un esprit vraiment scientifique, cette sorte de *somme* de la géographie descriptive s'était peu à peu enflée à chaque nouvelle édition de récits plus ou moins merveilleux, rapportés par les explorateurs, dont le public se montrait avide, pour devenir enfin un amas confus de fantaisies et de vérités. La géographie descriptive déviait encore une fois de sa route.

III. — LES TEMPS MODERNES JUSQU'A HUMBOLDT ET RITTER

Ainsi l'œuvre de rénovation de la géographie, dont la Renaissance semblait devoir être l'occasion, avait échoué. Il lui manquait encore l'appui des sciences naturelles, qui ne se développeront guère qu'au XVIII[e] siècle. La géographie de Varenius était encore toute physique; par là elle avait moins de prise sur les esprits étrangers aux sciences.

Le XVII[e] et le XVIII[e] siècles voient s'accomplir de grandes découvertes; mais l'intérieur des continents reste encore mystérieux, peuplé de légendes. Des progrès considérables sont faits par les sciences physiques : HALLEY dresse la première carte des vents et esquisse la théorie de l'alizé (1686); SNELLIUS applique aux levés un procédé qui est déjà celui de la triangulation (1615); le baromètre, inventé par TORRICELLI, sert à PASCAL pour la fameuse expérience du Puy de Dôme, qui contient le principe de la mesure des altitudes. Aucun géographe ne cherche à coordonner ces données selon l'esprit de Varenius.

Ce qui se produit alors est assez significatif : l'édifice bâti d'une main sûre par ce précurseur est, en l'absence des géographes, envahi par les adeptes de sciences voisines. C'est à une nouvelle science née au XVIIIe siècle et dotée d'un nom presque identique à la géographie, la *géologie*, que revient la principale part dans ce partage. Les premiers géologues, BUFFON, HUTTON, DELUC, LÉOPOLD DE BUCH, s'occupent presque exclusivement de phénomènes considérés maintenant comme du domaine de la géographie physique. Ce mouvement a pour l'histoire de la géographie une grande importance; il explique que, maintenant encore, les liens soient si étroits entre la géologie et la géographie, qu'on a peine à les distinguer l'une de l'autre.

Les seules branches de la géographie qui se développent aux XVIIe et XVIIIe siècles sont la géographie ancienne ou historique et la géographie mathématique. La géographie historique apparaît comme liée de plus en plus intimement à la cartographie. Elle compte des savants illustres comme GUILLAUME DELISLE et d'ANVILLE, dont le grand mérite est d'avoir apporté l'esprit critique de l'historien dans l'interprétation des documents de valeur très inégale qu'on possédait alors sur les contrées extra-européennes. Delisle nettoie la carte d'Afrique de toutes les extravagances qu'y avait accumulées la fantaisie des cosmographes, et rompt définitivement avec l'erreur de longitude sur la Méditerranée, qui s'était perpétuée depuis Ptolémée [SANDLER, 19].

En même temps, la géographie mathématique prend un nouvel essor. Les grands essais de mesure du globe tentés par les Grecs avec des moyens rudimentaires, et restés pendant longtemps l'objet d'une admiration mêlée de stupeur, sont enfin repris avec l'appareil perfectionné dont permettent de disposer les progrès des sciences physiques. C'est à la France que revient l'honneur d'avoir inauguré cette nouvelle série de recherches avec la mesure de l'arc de méridien entre Paris et Amiens par JEAN PICARD (1667-1670) et les missions de MAUPERTUIS et de LACONDAMINE, chargés d'effectuer la même opération, celui-ci au Pérou et celui-là en Laponie (1735-1739). Les dimensions et la forme du globe terrestre sont enfin fixées; on reconnait l'aplatissement des pôles et le renflement de l'équateur. A la même époque, l'ingénieur CASSINI commence l'œuvre colossale de la première carte topographique de France à l'échelle du 1 : 86 400. Les autres pays européens vont suivre notre exemple.

Au milieu de cette activité historique et mathématique, la géographie, telle que nous l'entendons aujourd'hui, est réduite à bien peu

de chose. Elle souffre et souffrira longtemps encore du fait que son développement est limité à ce qu'il y a en elle de moins vivant, de plus abstrait. Tout changera, du jour où un Humboldt aura montré que la géographie est avant tout la science de la vie physique et organique à la surface du globe. Jusqu'à présent, la géographie est œuvre d'érudits; elle ne peut attirer à elle l'attention du public. Seule la géographie descriptive parvient à élargir le cercle de ses auditeurs; mais par quels moyens? En flattant la curiosité par des anecdotes ou récits extraordinaires, en mêlant des détails historiques et politiques complètement étrangers à la géographie, et en multipliant les énumérations sèches, sous prétexte d'être utile aux voyageurs, aux commerçants et à l'homme d'État. La *Géographie* de KANT, le seul livre qui pendant le XVIIIe siècle réponde aux idées de *Varenius*, sacrifie elle-même à ces tendances, en consacrant un chapitre aux curiosités naturelles (*Merkwürdigkeiten*). Les meilleurs essais de géographie descriptive sont toujours gâtés par la préoccupation d'être utiles. Ces tendances subsisteront longtemps encore. En tous cas, elles régnaient en maîtresses lorsque parurent Humboldt et Ritter [WISOTZKY, 20].

La révolution accomplie par ces deux génies devait être profonde et définitive. Par leur caractère et leurs mérites différents, ils se complétaient heureusement. HUMBOLDT (1766-1859) est par goût et par éducation un homme de science, un naturaliste surtout et un grand voyageur. Il a parcouru, en observateur attentif à tous les faits physiques et biologiques, une grande partie de l'Europe, tout le Mexique, l'Amérique Centrale, la Colombie et le Vénézuéla. Il a même marché dans l'Asie russe sur les traces de PALLAS. Ses nombreuses publications sont toutes de nature purement scientifique, complètement exemptes de préoccupations pédagogiques. RITTER (1779-1859) est un homme de cabinet. Historien et philosophe par son éducation, il a voyagé beaucoup moins que Humboldt, et pour élargir ses idées plutôt que pour se livrer à des observations et des études sur les lieux. C'est un professeur; ses publications sont sorties de son enseignement à l'Université de Berlin et les préoccupations pédagogiques sont toujours sensibles chez lui.

Les mérites de Humboldt ne sauraient être estimés trop haut. Il a fondé les méthodes d'observation de presque toutes les branches de la géographie physique. Il a généralisé l'emploi du baromètre pour déterminer les altitudes, des coupes et des calculs de hauteur moyenne pour caractériser le relief. Il a dressé la première carte d'isothermes et montré le contraste entre les côtes orientales et occidentales.

C'est encore lui qui doit être considéré comme le créateur de la géographie botanique basée sur la physionomie des plantes et leurs rapports avec le sol et le climat. Aucun voyageur n'a approché de lui comme observateur. De ses cinq années de séjour dans l'Amérique centrale et méridionale, il a rapporté les matériaux de publications qui se sont succédé pendant vingt ans.

Mais Humboldt n'est pas seulement un naturaliste et un voyageur, c'est un géographe d'une largeur de vues qu'on a rarement retrouvée depuis. A lui revient incontestablement le mérite d'avoir le premier dégagé et appliqué les deux principes essentiels qui font de la géographie une science originale, autre chose qu'un composé de sciences physiques et biologiques. Quel que soit le phénomène qu'il étudie, relief du sol, température, vie végétale, Humboldt ne se contente pas de l'envisager en lui-même, de le traiter en géologue, en météorologiste, ou en botaniste; son esprit philosophique va plus loin : il se porte immédiatement vers les autres phénomènes qu'offre à son observation le milieu où il se trouve; il remonte vers les causes et redescend jusqu'aux conséquences les plus lointaines, y compris même les faits politiques et historiques. Nul n'a montré de façon plus précise comment l'homme dépend du sol, du climat, de la végétation, comment la végétation est fonction des phénomènes physiques, comment ceux-ci dépendent eux-mêmes les uns des autres.

A ce premier principe, qu'on pourrait appeler le *principe de causalité*, Humboldt en ajoute un autre, qu'on pourrait nommer le *principe de coordination générale*. Qu'il fixe son attention sur un problème géologique, biologique ou humain, ce grand esprit ne reste pas absorbé dans la contemplation du fait local; il reporte ses yeux vers les autres régions où s'observent des faits analogues, et c'est toujours une loi générale, valable pour toutes les circonstances semblables, qu'il cherche à dégager. L'étude d'aucun point ne lui semble indépendante de la connaissance de l'ensemble du globe. L'application de ce principe est le renversement définitif de la barrière qui séparait la géographie régionale de la géographie générale, le rapprochement de ces deux branches d'une même science et leur fécondation réciproque. Du jour où on en a compris la signification, la géographie moderne est née.

L'œuvre de Humboldt est malheureusement hors de proportion avec l'influence qu'il a exercée, au moins sur la géographie. Ses ouvrages de nature purement scientifique étaient destinés aux savants; ils restèrent assez longtemps ignorés du public géographique. C'est dans le monde des naturalistes qu'il trouva des dis-

ciples, surtout en France où il séjourna longtemps et publia une partie de ses ouvrages. Au contraire, l'influence de Ritter sur les géographes est évidente en Allemagne dès la première moitié du XIXe siècle, et même en France, elle est plus sensible que celle de Humboldt. Le grand mérite de Ritter est d'avoir senti et nettement formulé les principes que Humboldt avait appliqués, plutôt qu'énoncés dogmatiquement. Le principe de coordination générale est celui qu'il a le mieux mis en lumière. La position mondiale (*Weltstellung*) est pour lui le premier fait à envisager dans l'étude d'un pays quel qu'il soit. Il ne sentait pas moins vivement le principe de causalité, mais il faut avouer qu'il n'a pas toujours su l'appliquer. Trop souvent sa géographie physique reste descriptive et sans lien avec les faits sociaux et historiques sur lesquels il insiste. Il y a à cela plus d'une raison. D'abord l'œuvre colossale de Ritter, comprenant la description de continents aussi peu connus que l'étaient alors l'Afrique et l'Asie, se heurtait à bien des incertitudes et des obscurités. En outre l'éducation scientifique de Ritter n'était pas à la hauteur de ses conceptions; il n'était ni naturaliste, ni physicien comme Humboldt. C'est une leçon que ne sauraient trop méditer les jeunes géographes. Enfin on ne doit pas oublier que Ritter était resté philosophe dans l'âme. L'homme qui eut le plus d'influence sur lui fut Herder. Ce qu'on a appelé l'idée téléologique domine toute son œuvre : la terre est pour lui le théâtre de l'activité humaine, l'homme y joue le même rôle que l'âme dans le corps.

L'influence de Ritter fut très grande, surtout en Allemagne. Elle est encore notable et le mouvement actuel de délimitation de la géographie s'inspire de ses idées maîtresses.

IV. — LA GÉOGRAPHIE MODERNE APRÈS RITTER ET HUMBOLDT

Après Ritter et Humboldt, on aurait pu croire que la géographie moderne était définitivement fondée. Mais les idées nouvelles semées par ces deux grands esprits n'avaient point encore trouvé un terrain assez préparé. Humboldt n'eut d'influence directe que sur les naturalistes; mais ceux-ci ne virent dans son œuvre que l'invention des méthodes d'observation et continuèrent à approfondir chaque ordre de recherches, sans se préoccuper des liens qui pouvaient les rattacher. L'essor des sciences naturelles et physiques dépasse tout ce qu'on pouvait prévoir; mais géologues, botanistes, physiciens, météorologistes se spécialisent de plus en plus. Ritter est plus suivi par

les géographes. Mais les disciples prennent au maître beaucoup plus ses défauts que ses qualités. On répète les grands principes de la méthode, mais on sait de moins en moins les appliquer. La géographie régionale glisse de nouveau sur la pente des descriptions sèches mêlées d'anecdoctes et de faits historiques [Wisotzky, 20].

Cependant la géographie ancienne et la géographie mathématique continuent leur développement si brillant au xviiie siècle, particulièrement en France. D'Anville a des successeurs comme d'Avezac. Tissot et Germain vont renouveler complètement la science moderne des projections. Cet éclat de la géographie historique et mathématique en France ne sera pas sans nuire quelque peu à l'introduction de la géographie moderne, qui se développera plus vite en d'autres pays tels que l'Allemagne.

La formation définitive de la géographie ne pouvait en effet tarder plus longtemps. L'éclosion des germes déposés par Humboldt et Ritter s'accomplit, dès que s'offrent des circonstances favorables, c'est-à-dire dans le dernier tiers du xixe siècle. Il n'est pas sans intérêt d'analyser ces circonstances, de voir comment s'est créée l'atmosphère scientifique nécessaire à la géographie.

Tout d'abord il faut noter un élargissement considérable de notre connaissance du globe, en rapport avec les perfectionnements des moyens de transport et la poussée coloniale de tous les États européens. Si le xixe siècle n'a pas vu de découvertes aussi étonnantes que la Renaissance, il a, par une suite d'efforts continus et non sans dangers, renouvelé plus qu'aucune autre époque l'image géographique du monde. Son œuvre est particulièrement importante à l'intérieur des continents. En dehors des côtes, que savait-on sur la mystérieuse Afrique avant les explorations de Barth et Nachtigal dans le Soudan et le Sahara, de Speke, Schweinfurth, Stanley, Emin Pacha dans les pays du Haut Nil et le Congo, de Livingstone dans la Zambézie? Les grandes chaînes de l'Asie centrale et leurs relations de structure étaient encore enveloppées de brume avant les lumineuses reconnaissances de Prjevalski, Obroutschev, Sven Hedin. Les Montagnes Rocheuses avec leur monde étrange de bassins fermés, de gorges fantastiques et de plateaux désolés, étaient à peu près complètement inconnues avant les explorations de Hayden, Powell et autres précurseurs du *Geological Survey*. Il devait même être donné au xixe siècle finissant de pénétrer au cœur d'un continent, qui n'est qu'une immense calotte de glace, le Groenland. On l'a justement fait remarquer, par la nouveauté des résultats, par l'imprévu des phénomènes physiques découverts, cette pénétration

des continents a contribué plus qu'aucune autre circonstance à éveiller les idées et à hâter l'éclosion de la géographie scientifique moderne [VIDAL DE LA BLACHE, 25].

Il ne faut cependant pas négliger les précieuses acquisitions dues aux grandes explorations océanographiques. Avant le XIXe siècle, nous ne savions presque rien des océans, qui couvrent cependant les deux tiers de la surface du globe. Le premier appareil de sondage permettant d'évaluer exactement les grandes profondeurs a été construit par BROOKE en 1854. Depuis 1860, une série de croisières scientifiques, dont la plus célèbre est celle du *Challenger*, nous ont révélé les conditions du relief immergé, les grands traits de la distribution des températures dans les mers. L'analyse des mouvements des masses océaniques est devenue possible et leur influence sur le climat a pu être précisée.

Il est curieux de noter que le principal effort des explorations continentales et océaniques coïncide avec la publication d'œuvres géographiques audacieuses et captivantes. C'est en 1870 que commencent aux États-Unis les explorations géologiques, à l'ouest du 100e méridien. Presque en même temps, Prjevalski inaugure la série de ses voyages en Asie Centrale et le *Challenger* se lance dans sa grande croisière à travers toutes les mers du globe (1873). Entre 1870 et 1880 se ramasse une série étonnante d'explorations africaines : Nachtigal, Schweinfurth, Stanley, Cameroun, Serpa Pinto, etc. Or, c'est au même moment que paraissent, en France, *la Terre* d'ÉLISÉE RECLUS (1869), en Allemagne les *Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde* d'OSCAR PESCHEL (1873). Par l'habileté de l'exposition et l'agrément de la forme, ces deux livres ont contribué puissamment, malgré leurs défauts, à répandre dans le public lettré l'intérêt pour la géographie physique. Le succès de l'œuvre de Reclus, dû sans doute en grande partie à la forme littéraire et au tour poétique de ses descriptions, influa sur la conception de sa monumentale *Géographie Universelle*, dont les 18 volumes se sont succédé avec une régularité étonnante; et cette publication, de valeur scientifique inégale, doit être considérée comme un des plus puissants instruments de diffusion des connaissances géographiques. Les *Neue Probleme* de Peschel avaient des qualités et des défauts analogues. Les questions physiques indiquées par Ritter n'avaient jamais encore été l'objet d'un examen aussi approfondi et aussi captivant. Peschel et Reclus doivent être considérés comme des éveilleurs d'idées. Ils ont eu sur le public l'influence d'un professeur excellent sur ses élèves charmés et surpris. Par eux la géographie s'anime et apparaît comme

la science de la vie à la surface du globe. Elle cesse d'être une science d'abstraction et d'érudition, et cela même au moment où des voyages émouvants attirent l'attention de tous et révèlent des faits nouveaux à l'intérieur, jusque là mystérieux, des continents.

Malgré toutes ces circonstances favorables, la géographie moderne n'aurait pu, sans doute, se constituer définitivement, si le développement des sciences et la part de plus en plus grande prise à ce développement par les états civilisés, n'avaient mis entre ses mains les instruments de travail d'une valeur inestimable, qui jusque là lui avaient fait défaut. Avec les premières années du XIXe siècle commencent l'exécution et la publication des cartes topographiques françaises et anglaises, levées par des services d'État. La carte d'État-major française au 1 : 80 000, et la carte anglaise au 1 : 63 360 étaient terminées toutes deux vers 1870. Cet exemple était suivi par tous les États européens, par les États-Unis et l'Empire des Indes Britanniques. Avant l'exécution de pareilles œuvres, on peut dire qu'on ne savait en réalité rien de précis sur les formes du relief terrestre. Avec les cartes géologiques détaillées, publiées par des services d'état organisés maintenant dans tous les pays civilisés, l'interprétation de ces formes devient une tâche relativement facile. La connaissance du monde atmosphérique a pu se préciser depuis qu'aux observations météorologiques isolées se sont substituées des observations régulières, coordonnées, publiées et commentées par les services météorologiques des principaux états. Oublierons-nous comment l'organisation des services officiels de statistique a permis à la géographie humaine de sortir du vague? Qu'on songe à la situation des successeurs de Ritter en présence de l'étude d'une contrée européenne, alors que n'existaient ni cartes topographiques pareilles à celles dont nous disposons, ni cartes géologiques détaillées accompagnées de suggestifs commentaires, ni atlas et répertoires météorologiques; on ne s'étonnera plus que l'essor de la géographie scientifique ait été quelque peu retardé et l'on appréciera toute la portée de ces acquisitions pour le développement de la géographie moderne.

Ce développement fut encore favorisé par des circonstances qui ne sont point complètement indépendantes des faits déjà signalés. L'intérêt éveillé dans le grand public par les explorations eut la plus heureuse influence sur la prospérité des *Sociétés de géographie*. Il ne fut pas sans doute étranger à l'organisation de l'enseignement géographique dans les universités, qui tendent de plus en plus à concentrer toute la vie scientifique des pays modernes. Ce dernier point

est particulièrement important. Si mûre que fût la science géographique, elle ne commença à porter des fruits que du jour où elle eut pris racine dans le sol universitaire, en contact intime avec les sciences au développement desquelles elle doit être associée. Ce qui le prouve assez, c'est l'avance considérable prise par l'Allemagne, où l'enseignement géographique universitaire a été organisé plus tôt que dans les autres pays.

Au développement de l'enseignement universitaire de la géographie se rattache encore l'apparition de manuels et atlas de géographie générale, qui sont des instruments de travail précieux. Là encore c'est l'Allemagne qui a ouvert la voie et garde le premier rang.

V. — DÉFINITION ET AVENIR DE LA GÉOGRAPHIE

On peut considérer la géographie comme une science formée. Le plan esquissé par Varenius, développé par Humboldt et Ritter semble à peu près réalisé. Le domaine géographique, un instant démembré au profit des sciences naturelles, s'est reformé. Peut-être même dans l'ardeur de cette reconstitution est-on allé un peu loin; la géographie a pris l'allure d'une science envahissante à tendances encyclopédiques. De pareils faits ne sont pas rares dans l'histoire des connaissances humaines; la philologie a passé par cette période, la sociologie s'y trouve encore. La géographie commence à en sortir; la préoccupation de limiter le champ des études géographiques se fait jour chez plus d'un auteur. Il y a à cela un intérêt pratique évident, celui de l'économie des forces et de la meilleure répartition du travail scientifique.

Les liens de la géographie avec la géologie sont des plus étroits et c'est de ce côté qu'on a senti le plus vivement le besoin de tracer une limite. Richthofen [21] exclut de la géographie physique l'étude du sous-sol réservée à la géologie. Mackinder nous dit : la géographie est la science du présent expliqué par le passé, la géologie est la science du passé expliqué par le présent. Cette dernière définition a l'avantage de bien montrer les services réciproques que peuvent et doivent se rendre ces deux sciences. Pas plus que la géographie ne peut se dispenser de scruter l'histoire du sol à la lumière de la géologie pour expliquer les formes actuelles du relief, la géologie ne peut s'expliquer les phénomènes des périodes antérieures de l'histoire du globe sans étudier les phénomènes analogues que nous voyons se produire sous nos yeux sur les terres et dans les océans. Ainsi

nous voyons entre la géologie et la géographie une différence de méthode plutôt que d'objet.

En réalité, la limitation exacte du champ des investigations géographiques est une entreprise chimérique. Cette science touche à trop de sciences et elle a, son histoire le prouve, trop d'intérêt à rester en contact avec elles pour qu'on puisse même désirer cette limitation.

Il vaut mieux chercher à dégager les principes de méthode qui semblent maintenant acquis.

Le *principe d'étendue* a été particulièrement bien mis en lumière par RATZEL [4]. On peut le formuler ainsi : la méthode géographique consiste à déterminer l'extension des phénomènes à la surface du globe. Le botaniste qui étudie les organes d'une plante, ses conditions de vie, sa position dans la classification ne fait pas de géographie; mais s'il cherche à déterminer son aire d'extension, il fait de la *géographie botanique*. Le géologue étudiant le mécanisme du phénomène volcanique en lui-même, ne fait peut-être pas de la géographie, mais il en fait certainement lorsqu'il cherche à préciser la position des volcans et ses causes. Le statisticien, lorsqu'il combine les chiffres en vue d'établir la marche des divers phénomènes démographiques, reste sur le terrain statistique; s'il essaye de se rendre compte de la répartition de la population, il fait de la géographie.

L'application de la méthode géographique se montre souvent féconde. Elle pose des problèmes et peut mettre sur la voie de solutions qu'on n'aurait pas soupçonnées. De Candolle a montré l'un des premiers comment la forme même de l'aire géographique d'une plante, la direction que suit sa limite indiquent ses exigences et ses conditions de vie. Une bonne carte des volcans est indispensable pour étudier les causes du volcanisme. Les mouvements de la population qui intéressent spécialement le statisticien ne sauraient être étudiés de façon fructueuse si l'on ne réussit à localiser exactement les régions de peuplement et celles d'accroissement de la population. De l'importance du principe d'étendue résulte celle de la *cartographie*. Sans aller jusqu'à prétendre, comme quelques-uns, que géographie et cartographie sont synonymes, on doit remarquer que le procédé le plus sûr pour imprimer un cachet géographique à toute recherche est de chercher à en exprimer cartographiquement les résultats. La représentation cartographique a pour le géographe une importance exceptionnelle.

Le second grand principe de la méthode géographique est le *principe de coordination*. Il a été exprimé avec force par RITTER, et récemment par VIDAL DE LA BLACHE [23]. On peut le formuler ainsi :

l'étude géographique d'un phénomène suppose la *constante* préoccupation des phénomènes analogues qui peuvent se montrer en d'autres points du globe. Si consciencieusement que j'étudie l'érosion d'une falaise, les caractères d'un certain vent local, les crues d'une rivière, je resterai géologue, météorologiste, ou ingénieur hydrographe, et mon travail n'acquerra une valeur géographique que si je rapproche les faits observés des lois générales de l'érosion marine, des mouvements de l'atmosphère et du régime des fleuves. L'exemple le plus éclatant des avantages d'une pareille méthode est *La Face de la terre* de SUESS, œuvre d'un géologue devenue le livre de chevet des géographes.

L'application du principe de coordination suppose la connaissance de la plus grande partie du globe terrestre; aussi ne saurait-on s'étonner qu'on ait dû attendre jusqu'au XIX[e] siècle pour en recueillir les premiers fruits. Ce sont les comparaisons entre les homologies des continents qui ont éveillé l'attention de Peschel sur les problèmes de géographie physique. Nul n'a mieux réalisé que Humboldt l'union féconde de la géographie régionale et de la géographie générale restées jusqu'à lui toujours séparées. Ritter a plus spécialement mis en lumière une autre face de la question : il a montré la nécessité d'envisager les rapports de chaque région avec l'ensemble du globe (*Weltstellung*).

Le troisième principe de la méthode géographique est le *principe de causalité :* ne jamais se contenter de l'examen d'un phénomène sans essayer de remonter aux causes qui déterminent son extension et sans rechercher ses conséquences, c'est se placer sur un terrain qui n'est proprement celui d'aucune des sciences physiques, naturelles ou sociales avec lesquelles la géographie est en rapport. Quelle empreinte originale une pareille méthode imprime à toute étude de la surface du globe, c'est ce qu'ont merveilleusement montré les ouvrages de Humboldt. C'est même dans l'application de ce principe que les plus grands progrès ont été réalisés au XIX[e] siècle. On l'a vu successivement vivifier chacune des branches de la science géographique, particulièrement l'étude du relief du sol et l'anthropogéographie.

La description des formes du terrain nous paraît désormais inséparable de leur explication, et cette explication suppose l'étude de leur passé. Aux géographes américains revient surtout le mérite d'avoir généralisé cette conception historique, qui nous fait envisager tout relief comme un stade transitoire d'une évolution plus ou moins achevée, et transforme en réalités vivantes les formes en appa-

rence figées du relief terrestre. Les études de géographie humaine manifestent depuis Ratzel une tendance analogue, et les données de l'histoire sont mises de plus en plus à contribution pour expliquer l'état actuel. Le point de vue historique est moins marqué dans la climatologie et l'hydrographie ; il est déjà sensible dans la géographie botanique et zoologique. Son application, qui s'impose à toute étude de géographie générale, n'est peut-être pas sans danger dans les études de géographie régionale, où la description doit tenir la première place. La tendance à envisager historiquement tous les faits est, quoi qu'il en soit, le trait le plus frappant de l'évolution de la géographie dans ces dernières années. C'est la conséquence d'une application de plus en plus rigoureuse du principe de causalité.

En résumé, la géographie moderne s'affirme comme la science des phénomènes physiques, biologiques et sociaux envisagés dans leur répartition à la surface du globe, leurs causes et leurs rapports réciproques. Son terrain est immense et empiète sur celui d'un grand nombre de sciences. Il y a là un avantage et un danger. C'est surtout par sa méthode que la géographie a une individualité. Son développement reste encore dans la dépendance de celui des sciences voisines, auxquelles elle est amenée à faire de continuels emprunts, mais auxquelles elle peut rendre aussi plus d'un service. Dans la préface de sa *Géographie Botanique*, De Candolle raconte qu'il hésita longtemps avant d'écrire cet ouvrage : « Il m'a fallu, dit-il, les lumières résultant des progrès des sciences voisines pour me faire entrevoir des explications ». Ce qui est vrai de la géographie botanique l'est de toute la géographie. A part les mathématiques, il n'est aucune science qui se suffise à elle-même; mais la géographie, par la complexité des phénomènes qu'elle étudie, touche à plus de sciences qu'aucune autre.

C'est là une des raisons qui permettent de mesurer jusqu'à quel point le développement de la géographie moderne peut être considéré comme achevé. La situation de la géographie parmi les sciences physiques, biologiques et sociales n'est pas toujours bien comprise. Nous ne sommes pas à l'abri d'une crise telle que celles qui ont amené une éclipse momentanée de la tradition géographique, même après Varenius, même après Humboldt et Ritter. Les difficultés qui peuvent entraver les progrès de la géographie méritent donc d'être signalées : ce sont l'inégal développement des sciences aux données desquelles la géographie fait appel, l'antinomie entre la tendance descriptive et la tendance explicative, entre l'esprit proprement géographique et l'esprit historique.

On ne doit pas se faire illusion sur le degré de certitude des lois physiques. La météorologie est une science toute neuve et la rigueur apparente de ses lois cache bien des obscurités. La valeur de la chaleur solaire, point de départ de tous les phénomènes climatiques, ne nous est pas encore exactement connue. La théorie de la circulation atmosphérique générale ne peut être considérée comme encore parfaitement éclaircie. Les profondeurs des océans ne s'ouvrent à nous que depuis cinquante ans, le relief sous-marin nous est très imparfaitement connu. Un phénomène en apparence aussi simple que celui des marées présente des irrégularités encore inexpliquées. La théorie des courants marins est remise en question chaque jour. Les progrès merveilleux de la géologie ont bouleversé dans ces dernières années bien des idées sur la genèse du relief terrestre. Les idées sur la formation des montagnes ont encore été modifiées par l'extension de l'hypothèse des charriages à toutes les chaînes de plissements. Il est difficile de se prononcer encore sur les causes qui modifient les conditions de l'érosion, en rajeunissant périodiquement le relief, soulèvements des continents, comme le veut l'école américaine, ou affaissements du niveau des mers, comme le suppose Suess. Je ne parle pas des théories sur l'état de l'intérieur du globe qui ne semblent pas avoir pour la géographie une grande importance. Ces quelques indications suffisent à faire entrevoir combien de surprises peut nous réserver l'avenir. Bien des conceptions peuvent être bouleversées; certains phénomènes peuvent avoir pour l'explication de faits géographiques une importance que nous ne pouvons soupçonner.

Une autre source de difficultés est l'antagonisme entre la tendance descriptive et la tendance explicative. Cette antinomie ne tend à rien moins qu'au divorce entre la géographie régionale et la géographie générale, si longtemps fatal au développement de la science géographique. Purement descriptive, la géographie est inexistante. Pour expliquer les faits, elle doit faire appel aux données de sciences voisines, elle doit s'élever au-dessus de la région étudiée et remonter dans le passé pour y chercher les germes du présent. Ainsi l'explication du relief du sol nous entraîne sur le terrain de la géologie, celle des faits sociaux sur le terrain de l'histoire proprement dite. Les excès sont faciles, la tendance actuelle paraît y porter. Une réaction pourrait nous ramener, ce qui serait pire, à la vieille géographie purement descriptive.

On voit quels écueils la marche en avant de la géographie peut rencontrer. On peut espérer les éviter en restant fidèle aux trois principes essentiels de la méthode géographique, qui résultent, non de

conceptions *a priori,* mais de l'évolution naturelle de cette science, telle que nous avons essayé de la retracer dans ces pages.

---

1. — DROEBER (W). Kartographie bei den Naturvölkern. Diss. Erlangen, 1903.

2. — VIVIEN DE SAINT-MARTIN. Histoire de la géographie et des découvertes géographiques depuis les temps les plus reculés jusqu'à nos jours. Paris, 1873, in-8°, XVI + 615 p. et Atlas in-f° (pour les temps modernes ne traite guère que l'histoire des explorations).

3. — PESCHEL (O.). Geschichte der Erdkunde bis auf A. von Humboldt und Carl Ritter. München, 1865, in-8°, 706 p.

4. — RATZEL (F.). Die Erde und das Leben. T. I, 1re partie, Leipzig, 1900.

5. — RECLUS (Élisée). L'homme et la Terre. Paris, 1905, sq. (spéc. tome IV).

6. — BERGER (Hugo). Geschichte der wissenschaftlichen Erdkunde der Griechen. 2te vermehrte und verbesserte Auflage hrsg. von S. RUGE, München, 1907, in-8°, XXII + 832 p. (excellent exposé des théories cosmogoniques).

7. — BUNBURY. History of ancient geography. London, 1879 (nouv. éd. 1883). 2 vol. in-8°, 665 et 743 p.

8. — LELEWEL (J.). La géographie du moyen âge. Bruxelles, 1852, 4 vol. et Atlas, 35 pl.

9. — SANTAREM. Essai sur l'histoire de la cosmographie au moyen âge. Paris, 1849-52, 3 vol.

10. — KRETSCHMER (K.). Die physische Erdkunde im christlichen Mittelalter. *G. Ab.*, IV, 1889, 150 p.

11. — BEAZLEY (C.-R.). The dawn of modern geography. London, 1897, 1901, 1905, 3 vol., 358, 650, 638 p.

12. — LELEWEL (J.). La géographie des Arabes. Paris, 1851, 2 vol.

13. — NORDENSKIÖLD (A. E.). Periplus, an essay on the early history of charts and sailing directions. Stockholm, 1897, in-f°, 208 p., 60 pl. (reproductions de portulans).

14. — VIDAL DE LA BLACHE (P.). Marco Polo, son temps et ses voyages. 2e éd., Paris, 1891, in-8°, 191 p.

15. — RUGE (Sophus). Geschichte des Zeitalters der Entdeckungen (Col. Oncken, 2te Abteil., IX, 1881, 542 p.

16. — NORDENSKIÖLD (A. E.). Facsimile Atlas to the early history of Cartography, with reproductions of the most important maps printed in the XVth and XVIth centuries. Stockholm, 1887, in-f°, 141 p., 51 pl.

17. — GALLOIS (L.). Les géographes allemands de la Renaissance. Paris, 1890, in-8°, 266 p., 6 pl.

18. — GALLOIS (L.). La géographie générale de Varenius. *J. d. Savants*, nouv. sér., IV, 1906, p. 148.

19. — SANDLER (CHR.). Die Reformation der Kartographie um 1700. München, 1905, in-f°, III, 30 p., 10 pl.

20. — WISOTZKY. Zeitströmungen in der Geographie. Leipzig, 1897, in-8°, X + 467 p. (Série d'études intéressantes pour la fin du XVIIIe siècle et la première moitié du XIXe).

21. — RICHTHOFEN (F. von). Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie. Leipzig, 1883, gr. 8°, 72 p. (Un des premiers essais de définition de la géographie moderne; cf. Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im neunzehnten Jahrhundert. Rektoratsrede, Berlin, 1903).

22. — WAGNER (H.). Bericht über die Entwickelung der Methodik und des Studiums der Erdkunde. *G. Jb.*, 1882, p. 695; — 1884, p. 587; — 1888, p. 433;

— 1890, p. 462 (donne un aperçu des discussions qui se *sont* multipliées en Allemagne sur la méthode et l'objet de la Géographie).

23. — Vidal de la Blache (P.). Le principe de la géographie générale. *A. d. G.*, 1896, p. 129.

24. — Hettner (A.). Die Entwickelung der Geographie im 19ten Jahrhundert. *G. Z.*, 1898 (cf. Grundbegriffe und Grundsätze der Physischen Geographie. *G. Z.*, IX, p. 21 et 121, et : Das Wesen und die Methoden der Geographie. *G. Z.*, XI, p. 545, 615 et 671).

25. — Vidal de la Blache. Leçon d'ouverture du cours de Géographie. *A. d. G.*, VIII, 1899, p. 97.

26. — Davis (W. M.). An inductive study of the content of geography. Adress 2d Meeting of the Assoc. of American Geographers, Dec. 1905.

CHAPITRE II

FORME ET SITUATION COSMIQUE DE LA TERRE

Utilité de l'étude du globe terrestre. — Avant d'étudier les phénomènes géographiques dont la surface de la Terre est le théâtre, il est indispensable d'être fixé sur ce que c'est que la Terre.

Nous savons tous depuis l'école enfantine que la Terre a la forme d'un globe, et qu'elle tourne sur elle-même autour d'une sorte d'axe idéal. On nous a appris qu'elle est en outre animée d'un mouvement de translation circulaire autour du Soleil, qui lui verse la lumière et la chaleur; qu'elle n'est d'ailleurs qu'une des sphères tournant autour de cet astre, et non la plus importante comme grandeur. Le Soleil avec ses planètes forme le système solaire. Les étoiles autres que les planètes que nous voyons dans le ciel sont des soleils semblables au nôtre, leurs changements de place apparents résultent du mouvement de rotation de la Terre sur elle-même et de sa révolution autour du soleil.

Telle est la conception que la science astronomique, parvenue au plus haut degré de développement théorique et pratique, disposant des lunettes les plus puissantes pour suivre les mouvements des astres et des procédés les plus subtils de l'analyse mathématique pour en fixer les lois, a réussi à imposer définitivement à l'humanité pensante. Mais il ne faut pas oublier que les idées que se faisaient les savants de la position et même de la forme de la Terre n'ont pas toujours été celles-là et que l'explication des phénomènes géographiques les plus généraux demeurait par là impossible. Ces faits, qui paraissent au premier abord du domaine de l'astronomie, intéressent donc réellement la géographie telle que nous l'avons définie. On verra qu'il est non seulement utile mais nécessaire d'en préciser la nature et la valeur; on reconnaîtra même que ces phénomènes pèsent d'un poids en quelque sorte écrasant sur toutes les manifestations de la

vie à la surface du globe. Il n'est pas une branche de la géographie qui puisse en être considérée comme indépendante.

Rotondité de la Terre; ses conséquences. — Il y a vingt siècles que la rotondité de la Terre a été reconnue par les philosophes naturalistes grecs, qui l'assimilaient à une sphère.

On sait qu'ils y furent conduits par des considérations astronomiques. La preuve par l'effacement progressif du navire s'éloignant en mer ne paraît pas être ancienne.

Les anciens avaient été frappés par l'aspect uniformément circulaire de l'horizon en mer et dans les pays plats, et par les changements notables de la voute céleste quand on avance vers le Nord ou le Sud. La forme de l'ombre de la terre sur la lune dans les éclipses avait été aussi invoquée comme un argument décisif.

Cette vérité essentielle est maintenant si familière à tous, qu'il faut un certain effort d'esprit pour s'apercevoir du grand nombre de faits généraux qui en découlent. Ceux qui la découvrirent les premiers furent au contraire immédiatement frappés par des conséquences qui étaient pour eux des points de vue nouveaux.

La Terre étant ronde, on reconnut aussitôt, malgré l'ignorance où l'on était de la presque totalité de son étendue, qu'elle devait présenter des climats variés, que la chaleur devait y être répartie de façon inégale, mais suivant une loi générale facile à saisir. L'obliquité des rayons solaires augmentant depuis le cercle équatorial jusqu'aux pôles, la chaleur devait diminuer dans le même sens. De là dérivait la théorie des cinq zones climatiques : deux zones polaires inhabitables à cause du froid, deux zones tempérées où se localisait l'*œkoumène*, une zone torride, qu'on disait encore inhabitable à cause de la trop grande chaleur.

Cette croyance à l'inhabitabilité de la zone voisine de l'équateur était la part d'erreur inévitable dans toute construction *a priori* qui ne peut subir le contrôle de l'expérience. La théorie n'en était pas moins exacte dans ses lignes générales; elle forme encore à l'heure actuelle la base de la classification primordiale des climats.

Les deux hémisphères. — Les anciens avaient encore reconnu une conséquence importante de la rotondité de la Terre. C'est que tous les phénomènes, tous les mouvements dont sa surface est le théâtre, doivent se produire en sens inverse de part et d'autre d'un grand cercle divisant la sphère en deux moitiés égales, en deux *hémisphères*. De cette théorie exacte, on déduisait des hypothèses sou-

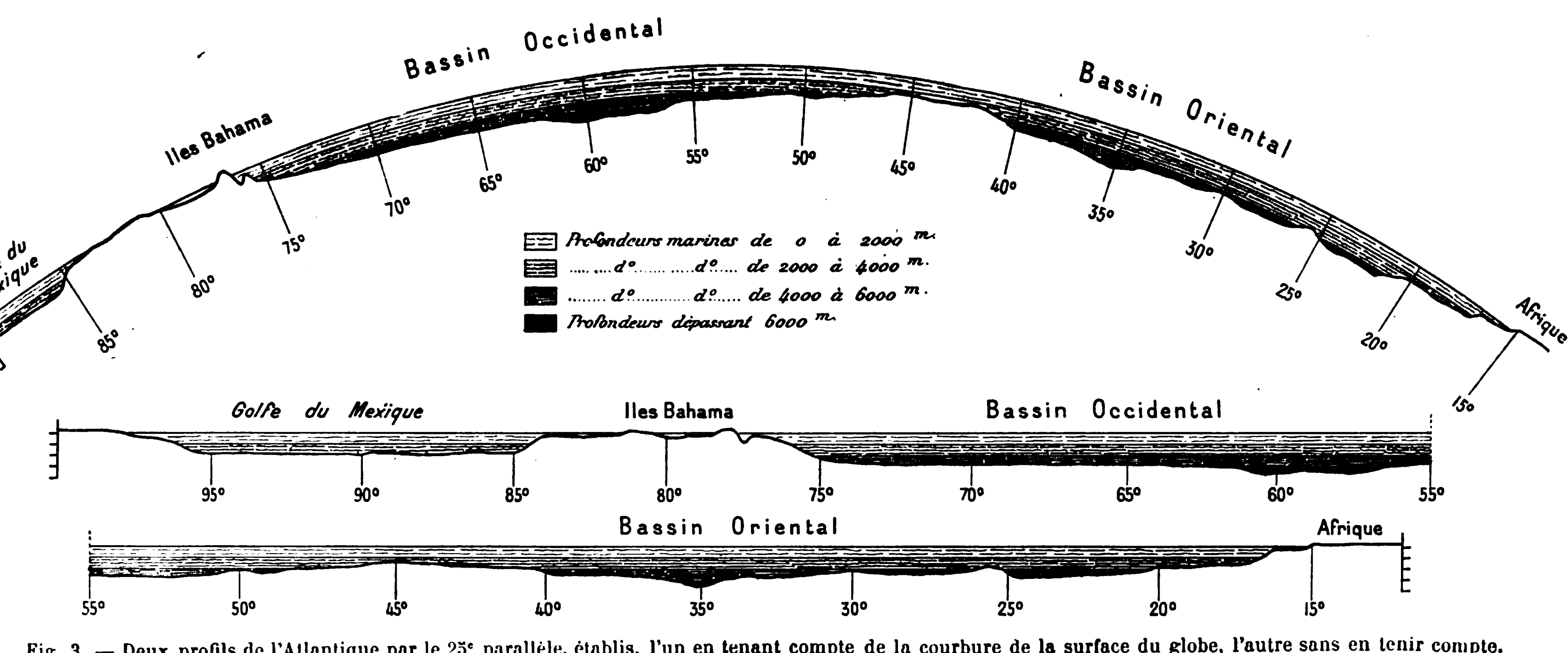


Fig. 3. — Deux profils de l'Atlantique par le 25ᵉ parallèle, établis, l'un en tenant compte de la courbure de la surface du globe, l'autre sans en tenir compte.

vent contestables. La croyance aux *antipodes*, si discutée jusqu'à l'ère des grandes découvertes, en était la conséquence. L'hypothèse du continent austral s'y rattachait encore.

Notre connaissance de l'hémisphère austral nous permet de mieux apprécier la portée de la division du globe en deux hémisphères. Dans la vie des marins, une cérémonie grotesque symbolisait encore il y a peu le passage de la « ligne », véritable entrée dans un monde nouveau. Ce ne sont pas seulement les étoiles qui changent en effet, c'est la signification même des points cardinaux qui n'est plus la même : ce n'est plus le Sud mais le Nord qui représente la lumière et la chaleur; ce n'est plus du Nord que souffle l'alizé mais du Sud.

Dans l'enseignement, on ne saurait trop dire combien il est nécessaire de rappeler aux élèves, lorsqu'on étudie une contrée de l'hémisphère austral, que la partie la plus chaude est la partie nord, que les mois d'hiver y sont nos mois d'été, que la saison des pluies y est notre saison sèche.

Il est bon de fixer encore l'attention sur quelques conséquences plus particulières de la forme de la Terre, devenues sensibles à la précision de nos instruments, et à l'exactitude de nos procédés d'étude scientifique de la surface terrestre.

Cette surface peut être considérée comme plane tant que le champ étudié ne dépasse pas un rayon de quelques kilomètres. Mais on conçoit facilement que toute mesure précise à assez longue portée ait à tenir compte de la convexité de la surface terrestre. Tel est le cas pour les opérations de *triangulation*. (IVe partie, chap. I.)

Les profils établis pour mettre en évidence les grandes déformations de la croûte terrestre devraient toujours respecter la courbure du globe. La figure 3 montre l'avantage de ce procédé. Il permet de reconnaître que toutes les dépressions, même celles où s'accumulent les eaux, ne sont pas de vrais éléments de surface concave. En réalité il n'y a de surface concave que lorsque la pente entre deux points A et B dépasse l'angle formé par l'arc suivant la courbure de la mer entre ces deux points et la perpendiculaire au rayon terrestre passant par le point A. Pour donner un exemple précis, le bassin de la Mer Noire, profond de plus de 2 000 m. et large de 200, ne forme pas une surface réellement concave.

Dimensions de la Terre. Mesure d'Ératosthène. — Dès qu'on eut reconnu la rotondité de la Terre, sachant que sa surface était limitée, on fut tenté d'en chercher les dimensions. Ératosthène résolut le problème avec une audace qui excite encore l'admiration universelle. Malgré les moyens primitifs dont il disposait, il arriva à une évaluation assez voisine de la vérité : 250 000 stades, c'est-à-dire à peu près 46 250 000 m. [Hugo BERGER, 1].

Il est facile de faire comprendre le procédé d'Eratosthène (fig. 4). Cet astronome habitait Alexandrie, où il faisait des observations à l'aide du *gnomon*. Il avait d'autre part des renseignements sur Syène, qu'il croyait être sur le même méridien qu'Alexandrie. La distance entre Syène et Alexandrie étant évaluée à 5 000 stades, il suffisait de savoir quelle portion de la circonférence terrestre représentait cette distance, pour en déduire la longueur de la circonférence terrestre entière. En d'autres termes, il suffisait de connaître l'angle SCA. — Or Eratosthène avait appris qu'à Syène, à l'époque du solstice d'été (voir l'explication p. 39), les rayons du soleil arrivaient jusqu'au fond des puits. Ces rayons étaient donc verticaux (mS). D'autre part, à Alexandrie, il pouvait le même jour observer avec le *gnomon* qu'ils n'étaient pas verticaux mais formaient avec la verticale (Aa) un angle (mAa). La figure montre que les angles mAa et SCA sont égaux (côtés parallèles). Cette observation lui donnait la clef du problème. L'angle SCA étant égal à un cinquantième de circonférence, la circonférence terrestre était égale à 5 000 stades (distance de Syène à Alexandrie) multiplié par 50, soit 250 000 stades.

La méthode d'Eratosthène est encore exactement celle de toutes les mesures postérieures des dimensions de la Terre. La seule différence est qu'on s'assure que les deux extrémités de l'arc sont bien sur le même méridien, qu'on détermine la distance angulaire par des procédés astronomiques plus perfectionnés, et qu'on en mesure l'éloignement linéaire avec toute la précision dont sont susceptibles les instruments modernes.

Fig. 4. — Principe de la méthode d'Eratosthène pour déterminer les dimensions de la Terre.

Valeur géographique des dimensions de la Terre. — On connaît maintenant avec plus d'exactitude les dimensions et même la forme de la terre, qui n'est pas tout à fait celle d'une sphère. Mais, avant d'entrer dans ces détails, il n'est pas inutile d'arrêter un peu l'esprit sur la valeur géographique de ces dimensions, même approximatives.

Avec une circonférence d'environ 40 000 km., une superficie d'environ 500 000 000 de km², la Terre est très grande, mais pas énorme. Pour le faire voir, l'astronome la compare aux autres planètes, Jupiter, Saturne, dont la circonférence est respectivement de 144 000 km. et 117 000 km. Le point de vue du géographe est tout autre. Il doit considérer ce que représente pour l'activité humaine les dimensions de la Terre; distance signifie pour lui éloignement, et l'éloignement est une valeur qui dépend du degré de l'évolution de la civilisation. La signification des dimensions de la Terre n'est plus

la même pour nous qu'avant l'invention de la vapeur. La différence est encore plus grande avec la conception du moyen âge avant les grands voyages transatlantiques [Ritter, 2].

L'expédition de Magellan mit deux ans à faire le tour de la Terre. On le fait maintenant facilement en quelques mois. Les express européens marchent en moyenne avec une vitesse de 60 à 70 km. à l'heure; si bien qu'un train ferait le tour de la Terre, supposée entièrement continentale, en moins d'un mois. Nos transatlantiques vont du Havre à New-York en sept jours (environ 6 000 km.); ils feraient donc le tour d'une sphère entièrement maritime en 45 jours. Ces chiffres donnent une idée de ce que représente pour l'activité humaine la dimension de la terre. Très loin de ceux qu'on aurait pu donner il y a un siècle, il est probable qu'ils ne changeront pas beaucoup avant longtemps.

Aplatissement du globe terrestre. L'ellipsoïde. — Ératosthène supposait la Terre parfaitement sphérique. Lorsqu'on reprit au XVIIe s. avec plus de précision la mesure de notre globe, on s'aperçut que sa forme était loin d'être aussi simple qu'on l'avait cru. Picard venait de mesurer, en employant les procédés de la triangulation, un arc de 1 degré entre Paris et Amiens, et l'avait trouvé égal à 57 060 toises (1670), lorsque le grand mathématicien Newton révéla une nouvelle face du problème en interprétant l'expérience de Richer, qui avait trouvé une différence inattendue entre la durée d'oscillation du pendule à Paris et à Cayenne. Il en concluait que la Terre n'est pas une sphère régulière, mais présente un renflement équatorial, dû à l'action de la force centrifuge. L'arc de 1 degré devait donc être plus grand vers le pôle que vers l'équateur. L'ingénieur Cassini, chargé de vérifier ces conclusions par la prolongation des mesures de Picard de Dunkerque à Perpignan, aboutit à un résultat opposé; l'arc de degré aurait été plus court de Paris à Dunkerque que de Perpignan à Paris. C'est pour trancher le différend entre Cassinistes et Newtonistes que l'Académie des Sciences de Paris décida d'envoyer deux missions chargées de mesurer un degré de méridien, l'une aussi près que possible des pôles, l'autre aussi près que possible de l'équateur. Maupertuis opéra en Laponie, La Condamine au Pérou (1735-1739). Le résultat obtenu fut tout à l'avantage de Newton : la différence des deux arcs était de 684 toises. Plus tard, Delambre et Méchain reprenaient la mesure de la méridienne de France de Dunkerque à Collioure et, en combinant leurs calculs avec ceux de Maupertuis et La Condamine, fixaient l'aplatissement de la sphère

terrestre à 1/334 (1799). L'importance de cette évaluation est exceptionnelle, car elle fut la base de l'établissement du système métrique, le mètre étant défini comme égal à la 10 000 000e partie du quart du méridien.

L'aplatissement de la Terre est un rapport dont voici la définition exacte. Le solide qui se rapproche le plus de la forme de notre globe est l'*ellipsoïde*, c'est-à-dire un solide engendré par une ellipse tournant autour de son petit axe. Le rapport de la différence des deux axes au grand axe est la mesure de l'aplatissement.

De nouvelles évaluations fondées soit sur des mesures géodésiques, soit sur des observations du pendule, ont montré que l'aplatissement est très voisin de 1 : 300. Donnons pour fixer les idées les caractéristiques de l'ellipsoïde tel qu'il est défini par les calculs de Clarke, adoptés pour la carte de France.

Grand axe de l'ellipsoïde ou Rayon équatorial. .	6 378 249 m.
Petit axe de l'ellipsoïde ou Rayon méridien. . .	6 356 515
Différence	21 734 m.
Aplatissement	1 : 293, 4.

Insensible sur un globe scolaire, aussi bien que sur les planiglobes des atlas, l'aplatissement est cependant assez marqué pour qu'on doive en tenir compte dans toutes les cartes dont l'échelle dépasse 1 : 500 000, en particulier dans les cartes topographiques. On ne peut le négliger non plus dans toutes les mesures de surfaces un peu étendues.

Perfectionnement des procédés de mesure de la Terre. — Sans entrer dans des détails techniques relevant plutôt de la *Géophysique* que de la Géographie, il peut être utile d'expliquer brièvement les principes des méthodes qui ont permis de déterminer avec plus d'exactitude la forme de la Terre.

La *méthode géodésique* consiste à déterminer la longueur d'un arc méridien à différentes latitudes. C'est la méthode la plus ancienne; son perfectionnement est dû à ceux des mesures de longueur; d'abord simples évaluations (Ératosthène), puis mesures directes (Fernel, Norwood aux XVIe et XVIIe s.), enfin mesures indirectes par les procédés de la triangulation qui ont acquis une précision extrême.

La *méthode physique* a son point de départ dans l'évaluation de la pesanteur au moyen du *pendule*. On sait que la pesanteur est une force semblant attirer tous les corps vers le centre de la Terre suivant une direction normale à la surface des eaux et qui est donnée par le fil à plomb. Écarté de cette direction, le fil à plomb tend à la reprendre, mais n'y arrive qu'après un grand nombre d'oscillations. C'est le principe du pendule qui règle les horloges. La durée des oscillations d'un pendule dépend de sa

longueur et, pour une même longueur, de l'intensité de la pesanteur. Cette intensité dépend elle-même, non seulement de la vitesse de rotation plus grande à l'équateur qu'au pôle (force centrifuge opposée à la pesanteur), mais de l'éloignement du centre de la Terre. Elle serait partout la même à distance égale des pôles sur une Terre sphérique. Le premier indice d'une anomalie fut donné par l'expérience de Richer (1672), qui, ayant transporté à Cayenne une horloge astronomique, reconnut que son pendule y oscillait plus lentement qu'à Paris, la différence dépassant la valeur calculée d'après la latitude. Ce fut le point de départ de la théorie de l'aplatissement exposée par Newton.

Le différend entre Newtonistes et Cassinistes qui divisa les savants au XVIII[e] siècle était un conflit entre la méthode géodésique et la méthode physique, dont les résultats paraissaient discordants. On a reconnu depuis que le désaccord était dû en réalité à des erreurs expérimentales. D'après les calculs fondés sur les observations les plus récentes, l'aplatissement est très voisin de 1 : 300. La valeur calculée par Clarke et adoptée pour la carte de France était 1 : 293. Celle déduite depuis par Bessel de données géodésiques plus complètes est 1 : 299; elle est presque identique à celle que Helmert a tirée des observations du pendule (1 : 299,3).

L'usage de la méthode physique permet de serrer de très près le problème de la forme de la Terre. Les grands océans sont inaccessibles aux mesures géodésiques, mais une île isolée permet des observations de pendule; on a même trouvé le moyen de déterminer la pesanteur à bord des navires (Hecker, 10). Les premières observations faites au milieu des océans avaient semblé montrer que leur surface était fortement déprimée par rapport à l'ellipsoïde. Mais la multiplication des mesures a montré que la pesanteur y est en moyenne normale, constatation très importante au point de vue de l'équilibre des reliefs terrestres, car elle conduit à admettre une densité plus grande de l'écorce terrestre dans les parties déprimées de la lithosphère où s'accumulent les eaux (cf. chap. IV, p. 86).

Rotation de la Terre sur elle-même. L'orientation. — Les divers mouvements de la Terre ont été reconnus beaucoup plus tard que sa forme ronde. Il n'y a pas plus de cinq siècles qu'un savant, Galilée, exposait sa liberté et sa vie en affirmant que la Terre tourne sur elle-même. Pendant longtemps l'humanité considéra le mouvement apparent des astres se déplaçant de l'Est vers l'Ouest comme un mouvement réel. Et il n'y a pas lieu de s'étonner que cette illusion ait été difficile à détruire : car la plupart des conséquences de la rotation de la Terre qui intéressent la géographie subsistent dans l'hypothèse de l'immobilité de la Terre.

Sachant que la Terre tourne sur elle-même, nous connaissons deux points de sa surface qui jouissent de la propriété d'être immobiles; ce sont les *pôles*. Nous appelons *équateur* le grand cercle perpendiculaire à la ligne des pôles, qui divise la Terre en deux *hémisphères; méridiens*, les cercles qui passent par les deux pôles (fig. 5). Ces notions, qui permettent de s'orienter à la surface d'un globe sensiblement sphérique et par suite dépourvu de tout repère apparent, nous sont venues des anciens, qui les avaient

inventées pour repérer les astres supposés se mouvoir à la surface de la sphère céleste [Hugo BERGER, 1]. C'est encore grâce au mouvement apparent des astres que l'orientation pratique est possible. Le terme même, orientation, vient du mot Orient qui désigne la direction vers laquelle on voit à peu près tous les astres se lever au-dessus de l'horizon. L'Ouest est la direction opposée. Le Nord et le Sud sont les directions normales aux précédentes. En marchant constamment soit vers le Nord soit vers le Sud, nous suivrions un *méridien* et aboutirions à un Pôle. En marchant constamment vers l'Est ou vers l'Ouest, nous ferions le tour de la terre en suivant un *parallèle*, c'est-à-dire un cercle parallèle à l'équateur.

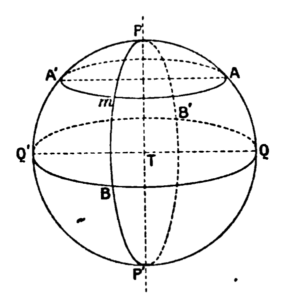


Fig. 5. — Coordonnées terrestres.

PP', ligne des pôles; QBQ', équateur; AA', parallèle; PBP', méridien.

Les points cardinaux, qui permettent de savoir quelle route on suit à la surface du globe, sont donc dérivés de la considération du mouvement apparent des astres. Le procédé d'orientation le plus simple et probablement le plus anciennement connu consiste à se tourner vers une étoile dont la position est à peu près fixe, l'étoile polaire, qui est très voisine du pôle céleste, et donne la direction du Nord. Pendant le jour on trouve approximativement le Sud en observant la direction de l'ombre la plus courte du soleil à midi.

Conséquences climatiques de la rotation de la Terre. — Le mouvement de rotation de la Terre a pour résultat des changements continuels dans la répartition de la lumière et de la chaleur à la surface du globe. Mais, là encore, tout s'explique aussi bien dans l'hypothèse d'une Terre immobile.

De tous les astres qui semblent tourner autour de la Terre, le plus important est le Soleil. Son apparition et sa disparition sur l'horizon produisent l'alternance des jours et des nuits. Entre deux levés consécutifs, l'intervalle est sensiblement constant. On le divise en 24 heures. Il faut donc 24 heures pour que le mouvement apparent du Soleil le ramène à son point de départ, après avoir parcouru les 360 degrés de la circonférence et passé successivement par chacun des points cardinaux. On peut par suite exprimer les orientations par heures aussi bien que par degrés, en partant d'une direction déterminée.

Voici les relations existant entre les divisions du temps et celles de la circonférence en 360°.

1 heure = 15°, 1 minute de temps = 15', 1 seconde de temps = 15".

1° = 4 minutes de temps, 1' = 4 secondes, 1" = 1/15 de seconde.

Voici, par suite, quelle est la différence d'heure réelle entre quelques points remarquables : lorsqu'il est midi à Paris, il est midi 40 à Rome,

midi 44 à Berlin, 4 heures 42 à Bombay, 9 heures 9 du soir à Tokyo, 6 heures 55 du matin à New-York.

L'heure étant nécessairement la même sur tous les points situés sur le même méridien, on devine que la connaissance de l'heure vraie peut être un moyen de fixer la position d'un point à la surface du globe (cf. chap. III).

L'heure vraie n'est pas celle que marquent nos montres; il y a dans chaque État une heure conventionnelle. Dans les pays de grandes dimensions comme les États-Unis, on a été amené, pour faciliter l'usage de l'heure, à établir plusieurs heures officielles suivant 5 fuseaux compris entre des méridiens déterminés. En Europe, on a au contraire cherché à unifier l'heure, vu la division très grande du territoire. Notre continent a été divisé en 3 fuseaux. L'heure de l'Europe centrale, est en usage en Italie, Suisse, Autriche-Hongrie, Allemagne et dans les pays scandinaves. L'heure de l'Europe occidentale, qui est celle de Greenwich, diffère exactement d'une heure de celle de l'Europe centrale; elle est usitée en Hollande, Belgique, Portugal et en France depuis 1911.

L'alternance du jour et de la nuit est un fait riche en conséquences pour les manifestations de la vie physique et organique à la surface du globe. Le jour est une période non seulement d'éclairement, mais de réchauffement; la nuit est une période de refroidissement. Il y a pour tous les points du globe une oscillation diurne de la température, dont nous sommes portés à oublier quelque peu l'importance, parce que dans nos climats tempérés elle est moins frappante que l'oscillation thermique annuelle. Dans les pays tropicaux c'est au contraire l'oscillation diurne qui est de beaucoup la plus forte. Le refroidissement nocturne y rend possible la vie de certaines plantes désertiques grâce aux rosées qu'il provoque. L'échauffement du sol pendant le jour va jusqu'à faire éclater la surface des rochers.

Conséquences mécaniques de la rotation de la Terre. — Il nous reste à envisager un troisième groupe de conséquences de la rotation de la Terre, qu'on pourrait appeler les conséquences mécaniques. Il y a là un ensemble de faits qui, cette fois, ne peuvent s'expliquer dans l'hypothèse d'une Terre immobile. Aussi n'ont-ils été reconnus que relativement tard, et seulement lorsqu'on a découvert la rotation de la Terre, dont ils sont d'ailleurs la meilleure preuve. La Terre tournant de l'O. à l'E., il en résulte que tout corps en mouvement doit être dévié de sa direction initiale. Les mathématiciens démontrent que cette déviation est indépendante de la direction, et qu'elle agit toujours vers la droite dans l'hémisphère N., vers la gauche dans l'hémisphère S. (cf. 2e partie. chap. III). Or la Terre est le théâtre d'un certain nombre de mouvements qui sont d'une importance considérable pour la Géographie. Ce sont ceux de l'océan atmosphérique

qui l'entoure et de la masse liquide qui recouvre les deux tiers de sa surface.

La direction des vents, aussi bien que celle des courants marins, est déterminée, non seulement par la répartition des pressions atmosphériques, mais par l'influence déviatrice de la rotation terrestre. Si la terre ne tournait pas, l'alizé ne serait pas dans notre hémisphère le vent du NE. qui, avant l'invention de la vapeur, jouait un si grand rôle dans les relations entre l'Ancien et le Nouveau Monde; les vents dominants dans les latitudes moyennes ne seraient pas les vents d'Ouest, qui sont pour les côtes occidentales des continents une source d'humidité et de chaleur; les courants chauds, qui s'appellent Gulf Stream dans l'Atlantique, Kuro Sivo dans le Pacifique, ne viendraient pas renforcer cette action des vents, portant la vie jusqu'au delà du cercle polaire sur les côtes de Norvège.

Nous aurons, on le voit, l'occasion de revenir plus d'une fois sur les conséquences de la rotation de la Terre. Elles intéressent, non seulement la Climatologie, mais l'Océanographie, et la répercussion s'en fait sentir par contre-coup jusque dans la Géographie biologique et humaine.

Mouvement de translation autour du Soleil. — Si le mouvement de rotation de la Terre a longtemps échappé aux savants, on ne s'étonnera pas que son mouvement de translation autour du Soleil ait été reconnu encore plus tard. Les premiers principes en furent posés par Copernic. Képler en fixa définitivement les lois principales. Il faut noter qu'actuellement encore la théorie des observations astronomiques par lesquelles on détermine la position d'un point à la surface de la Terre est, comme nous le verrons plus loin (chap. III, p. 49 sq.), déduite du mouvement apparent des astres. Des termes restés d'un usage courant seraient inexplicables, si l'on ne se reportait aux idées qui ont prévalu pendant des siècles.

C'est ce que nous allons d'abord faire, en déduisant toutes les conséquences qui intéressent la Géographie.

Si l'on observe à Paris le mouvement apparent du Soleil, on constate que l'arc qu'il décrit n'a pas constamment la même origine. Il se lève toujours plus près du N. en été, où les jours sont plus longs, et plus près du S. en hiver, où les jours sont plus courts (fig. 6). Pendant six mois il évolue au-dessus de l'équateur céleste QQ'; pendant six autres mois il évolue au-dessous.

En marquant jour par jour sa position sur la sphère céleste on détermine un cercle oblique par rapport à l'équateur, avec

lequel il fait un angle de 23° 27′. Ce cercle est l'*écliptique* (fig. 7).

Les *solstices* (σ et σ′) sont les points où le soleil s'arrête après être monté, ou descendu, jusqu'à 23° 27′ au-dessus ou au-dessous de l'équateur.

Le point σ, que le Soleil atteint le 21 juin, est le *solstice d'été*; le point σ′, atteint le 21 décembre, est le *solstice d'hiver*. Deux autres moments remarquables sont ceux où le Soleil atteint les points γ et γ′, et se trouve dans le plan de l'équateur. Ce sont l'*équinoxe d'automne*

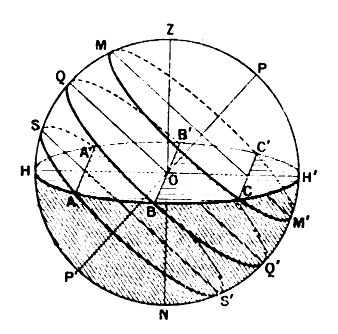


Fig. 6. — Mouvement diurne apparent du Soleil à Paris.

HH′, horizon; PP′, axe des pôles célestes; QQ′, équateur céleste; SAS′, marche du Soleil le 21 décembre (solstice d'hiver); A, lever du Soleil à cette date; QBQ′, marche du Soleil le 21 mars et le 23 septembre (équinoxes); B, lever du Soleil à ces dates; MCM′C′, marche du Soleil le 21 juin (solstice d'été); C, lever, C′, coucher du Soleil à cette date.

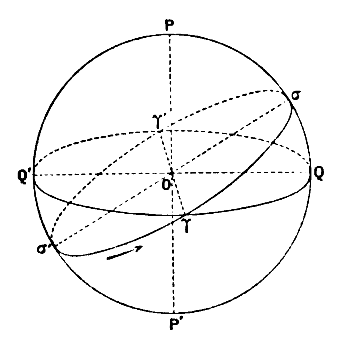


Fig. 7. — Écliptique et mouvement apparent annuel du Soleil.

QQ′, équateur céleste; PP′, ligne des pôles; σγσ′γ′, écliptique (la flèche marque le sens du mouvement apparent du Soleil).

(23 septembre) et l'*équinoxe de printemps* (21 mars). Les parallèles de la sphère céleste passant par les points σ et σ′ sont appelés *tropiques*, parce qu'ils marquent un retour dans la révolution du Soleil. On les a désignés sous les noms de *tropique du Cancer* et *tropique du Capricorne*, d'après les constellations rencontrées en apparence par le Soleil.

Inégalité des jours et des nuits. Saisons. — L'inclinaison de l'écliptique est un fait capital, dont les conséquences géographiques sont d'une portée incalculable. Elle est en effet la cause de l'inégalité des jours et des nuits et de l'existence des saisons à la surface du globe. On en a déjà eu la démonstration pour les latitudes moyennes (fig. 6). Si nous voulons l'étendre à toute la surface du globe, il y aura avantage à représenter la Terre telle qu'elle se présente aux rayons solaires aux solstices et aux équinoxes (fig. 8).

Aux équinoxes, le Soleil suit dans sa marche l'équateur céleste (cf. fig. 6). La figure 8 A montre que la rotation de la Terre amènera successivement tous ses points, sans en excepter aucun, dans le cercle

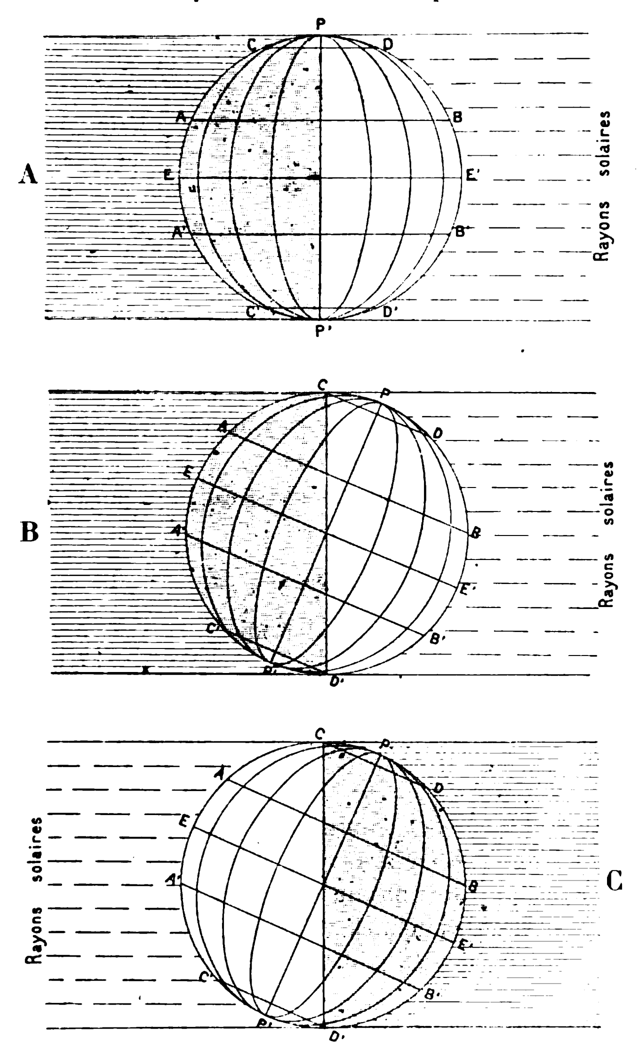


Fig. 8. — Explication de l'inégalité des jours et des nuits.
A, équinoxe d'automne; B, solstice d'été; C, solstice d'hiver.

éclairé et dans le cercle obscur. Le jour et la nuit seront égaux pour toute la Terre. De là vient le nom d'*équinoxe*.

Au solstice d'été le Soleil ayant atteint le point σ (fig. 7), ses rayons forment un angle de 23° 27′ avec l'équateur (fig. 8, B). Le cercle

d'éclairement (C D'), au lieu de passer par la ligne des pôles, comme à l'équinoxe, fait un angle de 23°27' avec cette ligne. Il est tangent en C et D' aux parallèles C D et C' D', qu'on appelle *cercles polaires*. Dans cette position la rotation de la Terre ne pourra amener tous les points de sa surface dans le cercle de lumière et dans le cercle d'ombre. La figure montre que tous les points de la calotte sphérique CPD, qu'on appelle la zone polaire septentrionale, ne connaîtront pas la nuit, tandis que tous les points de la calotte sphérique C' P' D', qu'on appelle zone polaire méridionale, ne connaîtront pas le jour. Tout le reste du globe aura un jour et une nuit de valeur très inégale suivant la latitude. On voit que le cercle équatorial est le seul qui soit partagé en deux parties égales par le cercle d'éclairement, et par conséquent, que l'équateur seul aura un jour et une nuit de douze heures. Depuis l'équateur jusqu'au cercle polaire N., le jour ira en augmentant jusqu'à ce qu'il atteigne vingt-quatre heures. Depuis l'équateur jusqu'au cercle polaire S., il ira en diminuant jusqu'à ce qu'il atteigne 0 heure.

Voici les chiffres exacts de la durée du jour pour les différentes latitudes :

	Hémisphère N.	Hémisphère S.
	—	—
Cercle polaire.	24 heures	0 heure
50°.	16 h. 18	7 h. 42
40°.	14 h. 52	9 h. 8
30°.	13 h. 56	10 h. 4
20°.	13 h. 12	10 h. 48
Équateur.	12 heures	

Au solstice d'hiver les conditions sont exactement inverses de celles du solstice d'été. On s'en rend compte suffisamment d'après la figure 8 C, sans qu'il soit besoin de reprendre le raisonnement. Les valeurs du jour sont les mêmes qu'au solstice d'été, mais les chiffres de l'hémisphère N. deviennent ceux de l'hémisphère S. et réciproquement.

Entre les équinoxes et les solstices s'établit une transition graduelle, si bien que, de l'équinoxe d'automne à l'équinoxe de printemps, les jours sont constamment plus longs que les nuits pour l'hémisphère S. Les conditions sont inverses de l'équinoxe de printemps à celle d'automne.

Le jour étant une période de réchauffement et la nuit une période de refroidissement, on comprend maintenant comment les saisons sont dues à l'inclinaison de l'écliptique. La saison chaude est pour

tout point de la surface terrestre la période des longs jours, la saison froide est la période des longues nuits. L'inégalité des jours augmentant avec la latitude, les saisons devront être de plus en plus tranchées au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur. La rotondité de la Terre entraînait déjà la conception des zones climatiques, l'inclinaison de l'écliptique donne les moyens d'en fixer théoriquement les limites. Entre les parallèles de 23°27′ N. et 23°27′ S. (tropiques) s'étend une *zone*, dite *tropicale*, où les jours et les nuits varient peu, ainsi que la chaleur de l'air. Au N. et au S. de la zone tropicale on distingue deux *zones tempérées*, s'étendant jusqu'aux cercles polaires, où les jours et les nuits varient fortement, mais sans atteindre jamais vingt-quatre heures, et où, par suite, la température est soumise à des oscillations très notables dans le courant de l'année. Enfin, au delà des cercles polaires s'étendent les régions les plus froides du globe, grâce à la durée de la nuit atteignant de vingt-quatre heures à six mois.

Pour comprendre toute l'importance de l'inclinaison de l'écliptique, il suffit de supposer qu'elle varie et de considérer les changements géographiques qui en résulteraient. Si l'inclinaison était nulle, c'est-à-dire si l'écliptique coïncidait avec l'équateur, la Terre serait constamment dans la situation réalisée aux équinoxes. Plus de jours inégaux, partant plus de saisons. Les contrées équatoriales seraient plus chaudes. Les contrées tempérées seraient plus froides. Toute la vie reculerait de 15 à 20° vers l'équateur. Les chaleurs d'été sont nécessaires aux plantes des zones tempérées plus que la tiédeur des hivers. — Supposons au contraire que l'inclinaison augmente jusqu'à atteindre 90°. Nous arriverons au maximum de l'inégalité des jours, les contrastes saisonnaux se feront sentir jusqu'à l'équateur.

Les astronomes admettent généralement qu'en réalité l'inclinaison de l'écliptique est sujette à des variations très limitées (48″ par siècle). Si, comme le croient certains auteurs [BERTRAND, 12], cette opinion n'était pas fondée, les considérations précédentes n'auraient pas seulement une valeur spéculative, et l'on pourrait y trouver l'explication des changements de climat dont la surface de la Terre a été le théâtre. L'extension prodigieuse des glaciers pendant la période quaternaire, qui a laissé des traces si frappantes dans la topographie de la zone tempérée, aurait été déterminée par une diminution considérable de l'inclinaison de l'écliptique (IVe partie, chap. IX).

Mouvement réel de la Terre autour du Soleil. — On voit que l'explication des saisons et des climats se déduit parfaitement de l'hypothèse du Soleil tournant autour de la Terre, mais il faut se rallier au système de Copernic pour comprendre certains détails qui ne sont pas sans conséquences géographiques.

En réalité, c'est la Terre qui tourne autour du Soleil, en décrivant une courbe fermée dans un plan qui fait un angle de 66° 33′ avec l'axe

des pôles. Autrement dit l'axe de rotation de la Terre est incliné de 66°33' sur le plan dans lequel la Terre se meut autour du Soleil. La courbe décrite par la Terre n'est pas une circonférence mais une ellipse, dont le grand axe a 298 millions de kilomètres. Le Soleil occupe un des foyers de l'ellipse. Dans son mouvement de translation, la Terre se trouve donc tantôt se rapprocher tantôt s'éloigner du Soleil. Le point où elle en est le plus près est appelé *périhélie*, celui où elle en est le plus loin *aphélie* (fig. 9).

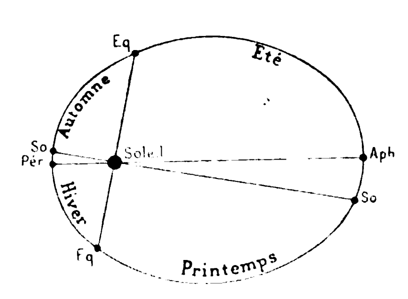


Fig. 9. — Orbite terrestre.
Eq, position de la terre aux équinoxes; So, aux solstices; Per, périhélie; Aph, aphélie.

Il est important de connaître la position des équinoxes et des solstices par rapport à ces deux points. La ligne des solstices ne coïncide pas avec celle du *périhélie* et de l'*aphélie*. De la position des *points solsticiaux* et *équinoxiaux*, telle qu'elle est indiquée sur la figure, résultent des faits intéressants. Les saisons sont de durée inégale :

Printemps. . . .	92 jours	20 heures	59 minutes.
Été	93 —	14 —	13 —
Automne	89 —	8 —	35 —
Hiver	89 —	0 —	2 —

Or on voit que nous sommes plus près du Soleil en automne et en hiver, qui sont les saisons les plus courtes et qui représentent la période froide de l'année pour l'hémisphère N. L'inégalité des saisons compense le rapprochement plus ou moins grand du Soleil, et dans l'état actuel la quantité de chaleur reçue par les deux hémisphères est sensiblement égale.

La position des points solsticiaux et équinoxiaux est sujette à varier comme l'inclinaison de l'écliptique. Le fait est connu sous le nom de *précession des équinoxes*. Le déplacement dépasse légèrement 50" par an, si bien qu'en 26000 ans les points équinoxiaux auront fait le tour complet de l'orbite terrestre. L'équilibre thermique entre les deux hémisphères est troublé par ce déplacement des équinoxes.

Un autre élément peut varier encore, c'est l'excentricité de l'orbite terrestre. Si elle augmente, le périhélie devient beaucoup plus chaud que l'aphélie. Les variations de la position des points équinoxiaux auraient alors une importance très grande. C'est encore là une des nombreuses hypothèses mises en avant pour expliquer la période glaciaire [CROLL, 13].

Ces considérations suffisent pour montrer l'intérêt géographique de l'étude de la position du globe terrestre, de sa forme et de ses mouvements. Il y a là un ensemble de faits généraux, qui pèsent sur toutes les manifestations de la vie physique et organique, et que le géographe ne peut ni ne doit oublier.

---

1. — BERGER (H.). Geschichte der wissenschaftlichen Erdkunde der Griechen 2[te] Aufl. (revue par Ruge). München, 1907.

2. — RITTER (C.). Einleitung zu einer vergleichenden Erdkunde. Berlin, 1832; trad. fr., Paris, 1850.

3. — RATZEL (F.). Die Erde und das Leben, t. I. Leipzig, 1901, in-8°, XVI-706 p.

4. — HELMERT. Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Leipzig, 1880, in-8°, XIV-631 p.

5. — WAGNER (H.). Lehrbuch der Geographie, t. I, Allg. Erdkunde. 7[e] édit., Hannover, 1903, XVI-918 p. gr. in-8°. *Mathematische Geographie*, p. 35-240.

6. — GÜNTHER (S.). Handbuch der Geophysik. Stuttgart, 1897; 2[e] édit., t. I, in-8°, 648 p., 157 fig.; t. II, XVI-1009 p., 230 fig., 1899.

7. — TISSERAND et ANDOYER. Leçons de Cosmographie. Paris, 1899, in-8°, 390 p., 2 pl.

8. — BERGET (A.). Physique du globe et Météorologie. Paris, 1904, in-8°, 353 p., 14 pl. (élémentaire).

9. — RUDZKI (M. P.). Physik der Erde, Leipzig, 1911, in-8°, VIII-584 p., 5 pl., 60 fig. (mathématique).

10. — HECKER (O.). Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittelung der Massenverteilung in der Erdkruste. *Z. Ges. f. Erdkunde*. Berlin, 1909, p. 361-378, pl. 4-6.

11. — BERTRAND (J.). Le rythme des climats, la glaciation, la panthermalité. *Bul. Soc. Belge d'Astronomie*, IX, 1904, 47 p., 1 pl.

12. — CROLL (J.). Climate and Time in their geological relations. A theory of secular changes of earth's climate. London, 1875, in-8°, 432 p. (n. éd., Édimbourg, 1885). (Cf. pour la bibliographie des causes de la période glaciaire, 5[e] partie, ch. IX.)

13. — SIMROTH (H.). Die Pendulationstheorie. Leipzig, 1907, in-8°, XII-564 p.

CHAPITRE III

LA REPRÉSENTATION DE LA SPHÈRE TERRESTRE

Après avoir appris à connaître la forme extérieure de la Terre et les mouvements qui l'animent, le problème le plus général que la géographie ait à envisager est celui de la représentation du globe et des figures qu'on observe à sa surface.

Ce problème est double : il s'agit d'abord de trouver des méthodes permettant de repérer exactement chaque point de la surface terrestre, de façon à pouvoir marquer sur une sphère réduite la position de l'endroit où on se trouve, c'est le *problème du point.* Mais comme l'usage des sphères présente de graves inconvénients, il faut encore trouver un moyen de figurer la surface terrestre sur des surfaces planes, c'est le *problème des cartes géographiques*, ou *des projections.*

I. — LE PROBLÈME DU POINT

Les coordonnées terrestres : longitude et latitude. — Nous avons déjà vu comment la considération de la rotation de la Terre sur elle-même permettait de construire un réseau de lignes à la surface du

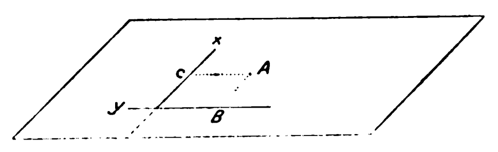


Fig. 10. — Coordonnées à la surface d'un plan.

globe : *équateur*, *méridiens* et *parallèles* (fig. 5). On peut, par rapport à ces lignes qui sont perpendiculaires les unes sur les autres, déterminer la position d'un point quelconque à la surface du globe, comme on le ferait sur un plan par rapport à deux droites perpendiculaires. A la surface du plan M N (fig. 10), la position du point A est déterminée par sa distance A B à la droite *y* et par sa distance A C

à la droite x, qui lui est perpendiculaire. De même on repérera un point quelconque m à la surface de la Terre (fig. 11) par sa distance par rapport à deux lignes, qui sont l'équateur et un méridien choisi arbitrairement, qu'on appelle *méridien d'origine*. La distance du point m à l'équateur est comptée sur son méridien à partir de l'équateur, c'est la *latitude*, elle s'exprime en fractions de circonférence, c'est-à-dire en degrés (Arc Bm). La distance du point m au méridien d'origine P A P′ se compte sur le parallèle du point m, c'est la *longitude*. Elle s'exprime aussi en fractions de circonférence (Arc A m); on peut donc aussi bien dire qu'on la compte sur l'équateur depuis le méridien d'origine jusqu'au méridien du point m (Arc QB).

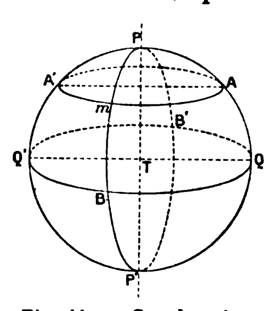


Fig. 11. — Coordonnées sphériques.

PP′, ligne des pôles; QBQ′, équateur; AA′, parallèle; PBP′, méridien.

La latitude peut être septentrionale, auquel cas le point est dans l'hémisphère N., ou méridionale, auquel cas il est dans l'hémisphère S. La Terre est divisée de même en deux hémisphères au point de vue des longitudes. On les compte de l'Est à l'Ouest jusqu'à 180° à partir du méridien d'origine et de l'Ouest à l'Est pour le reste du globe. Ainsi lorsque j'ai dit : la longitude de tel point est 50° 20′ 15″ Est, sa latitude est 41° 12′ 7″ Nord, sa position à la surface de la Terre est indiquée avec une précision parfaite.

L'équateur est l'origine de toutes les latitudes. Mais il y a malheureusement plusieurs méridiens d'origine pour les longitudes. En France, on prend comme méridien d'origine celui de Paris; en Angleterre celui de Greenwich (observatoire près de Londres); en Autriche, on employait encore il y a quelques années celui de l'île de Fer (Canaries), en Russie celui de Poulkova. Les longitudes doivent donc être suivies de l'indication du méridien d'origine choisi. La différence entre Greenwich et Paris est d'ailleurs faible, 2° 20′ 14″ (en heures : 8 minutes 21 secondes).

Détermination de la longitude et de la latitude. Les coordonnées célestes. — Pour savoir exactement en quel point du globe on se trouve, il suffit donc d'en déterminer la longitude et la latitude. Ce problème a préoccupé les savants dès qu'on a connu la forme de la Terre, et les principes des méthodes qu'on emploie aujourd'hui restent les mêmes que ceux inventés par les géographes grecs. Ils reposent sur la considération des phénomènes célestes, et du mouvement apparent des astres. Pour les comprendre il nous faut rappeler quelques notions astronomiques.

On peut repérer la position d'un astre sur la sphère céleste, comme celle d'un point à la surface de la terre, par rapport à un système de coordonnées sphériques, dont l'axe est la ligne des pôles (fig. 12, PP'). L'équateur céleste (QQ') correspond à l'équateur terrestre. La notion de *déclinaison* est l'équivalent de celle de latitude, *l'ascension droite* rappelle la longitude. Ainsi la position de l'étoile α (fig. 12) est définie par sa déclinaison α M comptée sur son méridien, et par son ascension droite Q M comptée sur l'équateur à partir d'un méridien d'origine P Q P'.

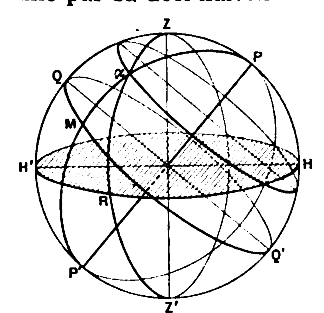


Fig. 12. — Les systèmes de coordonnées célestes.

Les valeurs de la déclinaison et de l'ascension droite d'une étoile sont indépendantes de la position du lieu d'observation à la surface de la terre. Aussi n'ont-elles pas un intérêt immédiat pour la solution du problème du point.

Il existe un autre système des coordonnées célestes, plus utile à cet égard. Son axe est la verticale du lieu où se fait l'observation. Cet axe, perpendiculaire à l'horizon du lieu (HH') perce la voûte céleste au-dessus de l'horizon au point nommé zénith (Z), et au-dessus au point nommé nadir (Z'). Dans ce système, la position de l'étoile α est déterminée par sa *hauteur au-dessus de l'horizon* (α R) (ou par son complément α Z appelé *distance zénithale*), et par son azimut H' R compté sur l'équateur à partir d'un certain méridien d'origine Z H' Z'.

La hauteur au-dessus de l'horizon et l'azimut sont des données toujours directement observables. Il n'en est pas de même de l'ascension droite et de la déclinaison. Leur détermination suppose la connaissance du rapport entre le système de coordonnées ayant pour axe la ligne des pôles et celui ayant pour axe la verticale du lieu. Ce rapport est fixé quand on connaît la *hauteur du pôle au-dessus de l'horizon* P H.

Instruments d'observation : Sextant, Théodolite. — Les astronomes observent les astres à l'aide de lunettes très puissantes et très perfectionnées à position fixe. Le géographe a besoin d'instruments faciles à transporter. Les plus usités sont le *Sextant* et le *Théodolite*.

Le sextant, inventé par Hadley au début du XVIIIe siècle, est encore usité couramment pour la détermination des latitudes, et en général pour toute observation d'angle dans un plan vertical. Son nom vient du châssis en forme de secteur circulaire dont l'ouverture est de 60° (1/6 de circonférence).

A l'une des branches est fixée une lunette O. L'autre porte un miroir non entièrement étamé A. Un second miroir B est solidaire de l'alidade BC, qui sert à la lecture des angles sur le limbe gradué. L'observateur ayant l'œil en O, aperçoit directement H par la partie non étamée du miroir A, tandis que, en déplaçant convenablement l'alidade, l'image de S lui arrive par réflexion suivant la voie S B A O. A ce moment, la figure montre que l'angle S O H, c'est-à-dire la distance angulaire des visées O H et O S égale le double de l'angle C B N, c'est-à-dire de l'angle lu sur le limbe divisé. (Pour épargner les calculs, on a divisé le limbe en 1/2 degrés, chiffrés comme des degrés.)

On peut, à l'aide de cet instrument tenu à la main, mesurer la hauteur au-dessus de l'horizon du Soleil ou de tout autre astre. En mer, H est un point quelconque de l'horizon marin. Sur terre, c'est l'image du soleil réfléchie dans un liquide tel que l'huile ou le mercure.

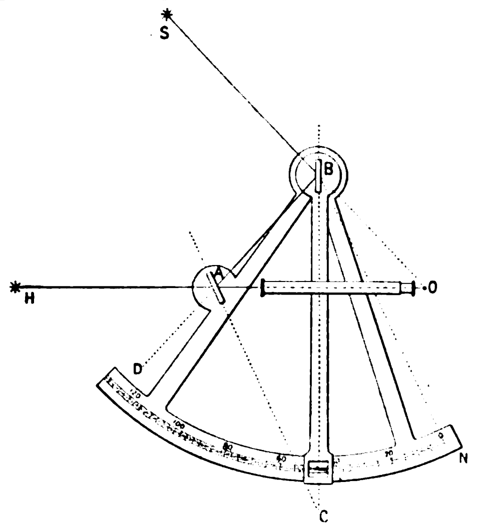


Fig. 13. — Théorie du sextant.

Le sextant mesure directement les distances angulaires dans un plan vertical, notamment les hauteurs au-dessus de l'horizon. Le théodolite a l'avantage de permettre en outre la mesure directe des distances angulaires horizontales, notamment des azimuts. C'est un instrument précieux par son exactitude, ses dimensions relativement petites et sa capacité à se prêter aux observations géodésiques et topographiques, aussi bien qu'aux observations astronomiques. On doit le considérer comme le compagnon inséparable de l'explorateur.

Le principe du théodolite est expliqué par la figure 14.

L'instrument n'est pas susceptible d'être tenu à la main, il doit être établi solidement sur un support. Un système de vis calantes, dont on n'a représenté sur la figure que les parties essentielles (*v v′ v″*), sert à assurer la verticalité parfaite du pivot P P′. Les deux cercles verticaux *a a*, A A, emboîtés l'un dans l'autre et dont l'un est fixe, l'autre mobile avec la lunette, servent à la lecture des angles dans un plan vertical. Les cercles horizontaux (*b b*, B B) dont l'un est mobile et entraîne avec lui toute la partie supérieure de l'instrument, servent à la lecture des angles dans un plan horizontal.

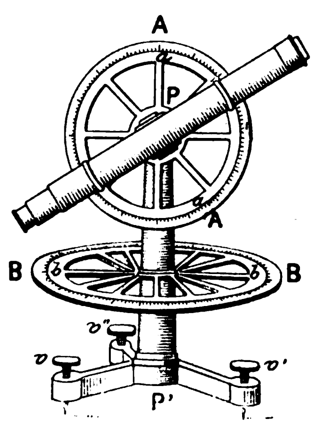


Fig. 14. — Théorie du théodolite.

Les observations astronomiques nécessitent encore l'emploi de plusieurs chronomètres. On sait qu'on nomme ainsi des montres construites avec un soin spécial, dont on a déterminé l'erreur constante par comparaison avec une horloge astronomique. La considération de l'heure joue en effet un grand rôle dans les observations.

Avant l'invention du sextant et du théodolite, on utilisait pour les observations de longitude et de latitude des instruments plus simples : *astrolabe*, *bâton de Jacob*, etc., dans la description desquels nous ne pouvons entrer. Il est cependant curieux de noter un mouvement qui semble se dessiner en faveur du retour aux observations astronomiques par les procédés les plus

simples. Quand on songe combien nous possédons peu de déterminations astronomiques, et qu'on se rend compte des difficultés qu'exige le transport d'instruments comme le théodolite dans des pays non civilisés, en dehors d'expéditions scientifiques régulièrement organisées, on ne peut qu'applaudir à des tentatives comme celles de HARZER [4] et LARMINAT [5], pour vulgariser la méthode d'observation sans instruments.

Notons aussi qu'on a récemment construit des instruments permettant de remplacer l'observation visuelle par la photographie en éliminant ainsi les erreurs d'observation (Théodolite photographique).

Détermination de la latitude. — Le principe de la détermination de la latitude repose sur la relation qui existe entre le système de coordonnées ayant pour axe la verticale du lieu et celui ayant pour axe la ligne des pôles. La figure 15 montre que la latitude du point m (angle e O m) est égale à la *hauteur du pôle* au-dessus de l'horizon de ce point (angle POH′ ayant ses côtés perpendiculaires à ceux de l'angle e O m).

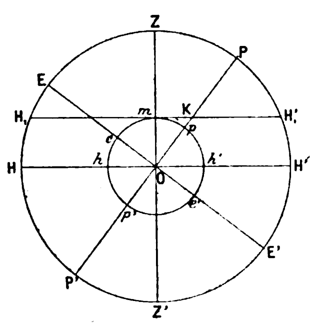


Fig. 15. — La latitude égale à la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon.

ZZ′ verticale du lieu m (Z zénith). PP′ axe des pôles.

L'équateur terrestre (ee'), l'équateur céleste (EE′) l'horizon visuel ($H_{,}mH_{,}'$) et l'horizon vrai passant par le centre de la terre qui peut lui être substitué (H H′) sont représentés seulement par leurs traces sur le plan P E P′.

La détermination de la latitude se ramène donc à celle de la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon. On peut à cet effet employer la méthode des *culminations d'étoiles*.

Toutes les étoiles semblent tourner autour de la ligne des pôles. Celles qui sont voisines de l'équateur disparaissent par suite sous l'horizon, mais celles qui sont voisines du pôle restent toujours visibles, on les appelle *étoiles circumpolaires*. La figure 16 montre que la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon (P H) est la moyenne de la plus grande et de la plus petite hauteur au-dessus de l'horizon de l'étoile circumpolaire α, autrement dit de sa *culmination supérieure* et de sa *culmination inférieure*.

En effet

$$\text{POH} = \alpha'\text{OH} + \frac{\alpha\text{O}\alpha'}{2} = \frac{\alpha\text{OH} + \alpha'\text{OH}}{2}.$$

Les angles α OH et α'OH se déterminent soit avec le sextant soit avec le théodolite.

La méthode des *culminations solaires* est plus compliquée que celle des culminations d'étoiles.

En se reportant à la figure 6 (p. 38), on se rendra compte que le cas du Soleil est moins simple en effet que celui des étoiles circumpolaires. Il disparaît tous les jours au-dessous de l'horizon; on ne peut donc observer que sa culmination supérieure. Celle-ci varie même tous les jours, car l'arc décrit par le Soleil dans le ciel change avec son déplacement sur l'écliptique. La culmination solaire ne

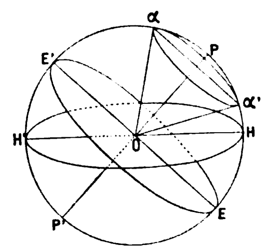


Fig. 16. — Détermination de la latitude par la méthode des culminations d'étoiles.

PP', ligne des pôles; EE' équateur; HH' horizon; αα', marche d'une étoile circumpolaire.

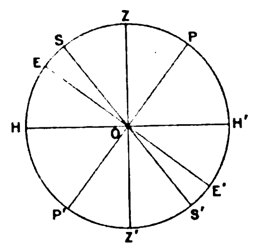


Fig. 17. — Détermination de la latitude par la méthode des culminations solaires.

Mêmes signes que pour la figure 15. En outre, SS', trace du cercle représentant le mouvement diurne apparent du Soleil.

donnera donc la latitude que si l'on tient compte aussi de sa déclinaison changeante. Des tables donnent cette valeur pour chaque jour.

La figure 15 montre que la latitude est égale à l'angle de la verticale du lieu avec l'équateur. La figure 17 montre qu'on l'obtient en ajoutant la déclinaison au complément de la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon observée à midi, c'est-à-dire à sa distance zénithale.

$$ZOE = ZOS + SOE = 90° - SOH + SOE.$$

Pour toutes les observations dont nous venons de parler, il est utile de rappeler qu'un certain nombre de corrections sont nécessaires. La plus importante est celle qui a pour but d'éliminer la déviation imprimée aux rayons lumineux par l'atmosphère, c'est-à-dire la réfraction. Sa valeur augmente très rapidement quand l'angle de la visée avec l'horizon diminue. Elle est de 48″ pour une hauteur au-dessus de l'horizon de 50°, et atteint 5′ pour 10°.

Les marins ont à tenir compte aussi de la *dépression de l'horizon*, c'est-à-dire du fait qu'ils visent l'horizon d'un point situé sensiblement au-dessus du niveau de la mer. Enfin pour toutes les observations se rapportant au Soleil et à la Lune, il y a lieu d'opérer la réduction au point central de l'astre, dont on observe généralement le bord extérieur. (Pour les détails, voir les ouvrages spéciaux.)

Détermination de la longitude. — La détermination des longi-

tudes est infiniment plus difficile que celle des latitudes. Pourtant le principe des diverses méthodes employées est très simple et connu depuis longtemps : *la différence de longitude de deux points est donnée par la différence d'heure de ces deux points*. Nous avons en effet indiqué déjà que 1 degré de longitude correspond à 4 minutes de temps, etc. (p. 35-36). Comment déterminer exactement la différence d'heure de deux points? là est toute la difficulté. On peut y arriver par trois méthodes.

La plus anciennement connue est la méthode astronomique : Un phénomène céleste quelconque étant visible au même instant en tous les points de la Terre, il suffit de noter l'heure à laquelle on l'observe en deux points A et B, pour déduire de la différence d'heure celle de la longitude.

Des éphémérides publiées annuellement par les grands observatoires (en France : *La Connaissance des Temps*) indiquent l'heure des phénomènes les plus remarquables pour le méridien d'origine (culmination lunaire, occultation d'étoiles par la Lune, éclipses des satellites de Jupiter, etc.). Il reste à déterminer l'heure locale, opération délicate qui suppose la connaissance préalable de la latitude. On doit en outre s'assurer par un calcul de la possibilité de voir le phénomène choisi et de l'heure à laquelle on devra se préparer à l'observer, ce qui suppose déjà une connaissance approximative de la longitude.

Une seconde méthode dont l'application paraît au premier abord plus simple est celle du *transport de l'heure*, qui consiste à comparer l'heure locale d'un point B, avec celle d'un point A connue par une montre transportée de A en B. L'exactitude du résultat dépend évidemment de la fidélité avec laquelle la montre transportée aura conservé l'heure du point de départ, et de la précision avec laquelle on aura déterminé l'heure locale du point B. Malgré les progrès faits dans la construction des chronomètres, l'explorateur est encore exposé à bien des erreurs, à moins d'emporter un assez grand nombre d'instruments. Pour arriver à déterminer avec la plus grande précision la longitude de l'observatoire de Pulkova, on employa, en 1843, 68 chronomètres transportés avec les plus grandes précautions de Greenwich en Russie.

Actuellement on obtient une précision plus grande encore par une troisième méthode basée sur l'usage du télégraphe. La rapidité de transmission des ondes électriques est telle que, si à un moment donné on envoie un signal télégraphique d'un point A au point B, l'heure notée au moment du départ et de l'arrivée du signal donne

exactement la différence des longitudes. Depuis l'invention de la télégraphie sans fil cette méthode est devenue applicable même aux pays non reliés entre eux par des câbles. Mais, outre les difficultés instrumentales qui exigent des précautions minutieuses, elle suppose encore une connaissance très exacte de l'heure locale.

Ainsi la détermination de l'heure est à la base de toute observation de longitude. Divers procédés peuvent être employés pour y arriver. Un des plus usités consiste à mesurer la distance zénithale d'un astre ou plus exactement sa hauteur au-dessus de l'horizon (qui en est le complément) à l'aide du théodolite.

En se reportant à la figure 12 (p. 47) on voit qu'on connaît les trois côtés du triangle Z α P, savoir : PZ, complément de la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon; PH, qui est égal à la latitude; Z α, distance zénithale observée; et enfin P α, complément de la déclinaison α M, qui est donnée par des tables publiées dans la *Connaissance des Temps*. On connaît donc l'angle α P Z, par suite l'ascension droite de l'étoile au moment et au lieu de l'observation (Q M). Des tables, qu'on trouve encore dans la *Connaissance des Temps*, donnant l'ascension droite des étoiles à une heure fixe pour le méridien d'origine; il est facile d'en déduire l'heure locale.

Méthode géodésique de détermination du point. — Le marin n'a pas d'autre moyen de connaître sa situation que de fixer la latitude et la longitude. L'explorateur voyageant sur terre peut généralement employer d'autres méthodes.

Il suffit de disposer à l'endroit où commence le voyage de deux points dont la situation est exactement connue, pour déterminer de proche en proche la position d'un grand nombre de points par de simples mesures d'angles effectuées avec un théodolite. La distance des deux points (A, B) connus au départ sert de base au premier triangle, auquel on rattache successivement tous les autres. La précision des résultats restera sans doute bien au-dessous de celle des véritables mesures géodésiques, surtout à cause de l'allongement des triangles, qu'on ne peut éviter sans s'écarter de sa route. Néanmoins on peut calculer que, pour des côtés de 20 km. en moyenne et des angles de 5 grades, l'erreur probable sur la longitude reste inférieure à celle qu'on est exposé à commettre, à moins d'une extrême habileté et de précautions qu'il est souvent difficile de prendre dans un voyage d'exploration, en se servant de la méthode astronomique.

On ne saurait donc trop recommander à l'explorateur l'usage quotidien du théodolite pour effectuer le long de sa route une triangulation expédiée. Les observations astronomiques pourront ainsi

être limitées à un très petit nombre de stations, en y donnant tous les soins pour arriver à la plus grande exactitude.

Dans le cas où les circonstances ne permettraient pas la continuité des opérations nécessaires à la triangulation, l'explorateur aura tout intérêt à répéter le plus souvent possible les observations astronomiques, en se servant d'instruments d'un usage facile comme l'*Astrolabe à prismes*, qui permet, à condition de posséder un bon catalogue d'étoiles préparé spécialement pour la région traversée, de faire des lectures répétées, qui donneront tous les éléments nécessaires pour obtenir, au retour, de bonnes longitudes, au prix de calculs assez minutieux il est vrai.

II. — LE PROBLÈME DES PROJECTIONS

Nature du problème. — Sachant déterminer la position d'un point quelconque à la surface de la terre, il semble relativement facile de représenter la terre et les figures qu'on y observe. Il suffit en effet de construire une petite sphère, sur laquelle on tracera le réseau des méridiens et des parallèles et d'y porter chaque point suivant sa longitude et sa latitude. Ce procédé donne une représentation absolument exacte; il paraît avoir été pendant longtemps le seul ou du moins le plus usité. Actuellement encore, il est à juste titre en honneur et la sphère terrestre figure dans tout matériel scolaire. Mais si l'on peut construire une sphère qui donne une idée de l'ensemble des traits géographiques de notre globe, il serait très difficile ou impossible d'en construire d'assez grosses pour représenter chaque pays avec tous les détails que comporte notre connaissance d'une grande partie de la terre. On a proposé d'imprimer les cartes sur des calottes sphériques qui pourraient s'assembler en atlas aussi bien que des feuilles plates [ÉLISÉE RECLUS, 10]. Mais ce procédé n'est pas encore devenu et ne sera probablement jamais d'un usage général. Même pour représenter l'ensemble du globe, on est réduit à désirer autre chose que la sphère, véritablement trop encombrante et trop coûteuse. Cette nécessité, comprise depuis longtemps, a conduit à la construction des cartes géographiques, c'est-à-dire à la *représentation des figures de la surface sphérique sur des surfaces planes.*

Il suffit de réfléchir un instant à cette définition pour comprendre en quoi consiste le problème des cartes géographiques et quelle en est la gravité. Parmi les surfaces courbes, certaines peuvent être *développées*, c'est-à-dire étalées sur un plan sans difficulté; telles sont les surfaces coniques et cylindriques. La surface d'une sphère *ne peut être étalée sur un plan sans être déchirée.* La chose ne serait possible

que si cette surface était élastique. Mais alors il est évident que les figures qui y étaient tracées seraient *déformées*. *Toute carte géographique est donc une déformation de la surface terrestre, et des figures qu'on y observe.* Parmi ces figures, la plus importante est celle des coordonnées sphériques : méridiens et parallèles. On appelle *projection* un système de lignes tracé sur un plan qui représente le réseau des coordonnées sphériques et qui sert pour établir la carte, comme les méridiens et les parallèles servaient à repérer chaque point de la surface sphérique. Le problème des projections consiste à trouver un principe pour le tracé des coordonnées tel que la déformation soit le plus faible possible.

Propriétés des projections. — Il est évident d'après ce que nous venons de voir qu'une solution parfaite de ce problème est impossible à trouver. Tout ce qu'on peut obtenir, c'est que certaines propriétés des figures de la surface sphérique, et en particulier du réseau des coordonnées, soient conservées à l'exclusion des autres. Ainsi par exemple il est possible de trouver un système de projection tel que les méridiens et les parallèles soient perpendiculaires comme sur la sphère et qu'en général les angles soient égaux à ceux des figures de la sphère, auquel cas on reconnaîtra aussitôt sur la carte la forme des continents, des îles; les figures seront semblables à celles de la sphère : c'est ce que l'on appelle une *projection équiangle.*

On peut encore trouver un système dans lequel les surfaces limitées entre deux parallèles et deux méridiens consécutifs soient partout dans le même rapport que sur la surface de la sphère. Ce sera là un grand avantage, si l'on veut évaluer d'après la carte la surface de diverses régions. Mais on ne pourra dans ce cas avoir des figures semblables à celles de la sphère; les angles ne seront pas conservés : la projection sera seulement *équivalente.*

On pourrait encore désirer que les distances de la carte soient proportionnelles à celles comptées sur la sphère. On aurait alors une projection *équidistante*. En réalité, on ne peut construire de projection où les distances soient respectées dans tous les sens; le plus qu'on puisse obtenir est que les distances comptées *à partir du centre de la carte* soient équivalentes à celles comptées sur la sphère à partir du point correspondant. Et dans ce cas, on devra renoncer aux avantages précédents.

Chacune des trois propriétés que nous venons d'indiquer exclut les deux autres. Une projection équiangle ne peut être ni équiva-

lente, ni équidistante. Une projection équivalente ne peut être ni équiangle ni équidistante.

Toute projection présente des déformations qui augmentent d'une manière générale vers la périphérie de la carte en partant du centre ou d'une ligne centrale. Il résulte de là deux principes importants : 1° le problème est d'autant plus difficile que la surface à représenter est plus grande (une solution même approximative pour toute la terre est impossible); — 2° la projection qui convient le mieux à la représentation d'une portion de la surface terrestre dépend de son étendue et de sa position en longitude et latitude.

Le problème des projections ne devrait pas être passé sous silence, même dans l'enseignement secondaire. Les déformations que présentent les différents pays soit au point de vue de la forme, soit au point de vue de l'étendue, suivant le système de projection adopté et suivant qu'ils se trouvent vers le centre ou au bord de la carte, sont trop grandes pour ne pas piquer la curiosité d'un élève intelligent (fig. 18).

On devrait exiger dans tout atlas, même scolaire, l'indication au bas de chaque carte du système de projection employé. Il serait aussi utile d'inscrire dans le cadre de la carte :

1° La longueur vraie d'un degré de parallèle pour chaque latitude;

2° La surface vraie de chaque trapèze compris entre deux parallèles et deux méridiens tracés sur la carte. (La chose a été réalisée par H. Wagner dans son excellent *Methodischer Schulatlas*.)

Classification des projections. — Le problème des projections avait déjà été étudié avec beaucoup de méthode et de succès par les anciens, qui s'en préoccupaient surtout au point de vue de la représentation de la sphère céleste. La découverte de l'imprimerie, en amenant la diffusion des cartes et l'extension des connaissances géographiques au globe presque entier, a fait que la Renaissance a vu ces recherches appliquées au globe terrestre. En dehors des cartographes professionnels, les mathématiciens ont été attirés par le problème irritant des projections. Aussi n'est-il pas rare que la même projection ait été, à différentes époques, présentée comme une découverte par des auteurs ignorant les recherches faites antérieurement sur le même sujet [d'Avezac, 10]. Comme on a l'habitude de désigner les projections par le nom de leur inventeur, il en résulte une certaine confusion, augmentée encore par le fait qu'on employe souvent des termes mathématiques dans deux sens différents. Une classification rationnelle des projections est nécessaire pour comprendre le principe et la construction des plus importantes.

Il faut d'abord distinguer les *projections vraies* et les *canevas conventionnels*. Les projections vraies sont celles où le tracé des méri-

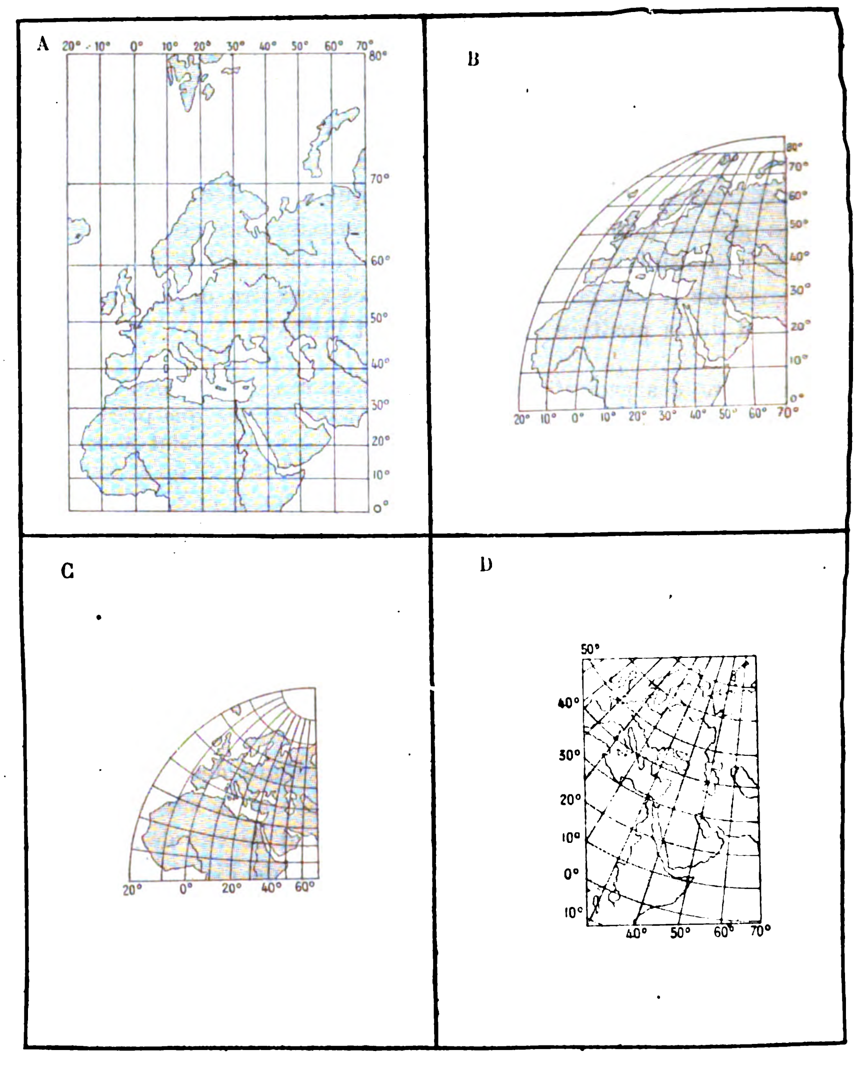


Fig. 18. — Comparaison de la représentation d'un quart d'hémisphère dans différents systèmes de projection (A, proj. de Mercator; — B, proj. de Mollweide; — C, proj. stéréographique; — D, proj. conique vraie).

Remarquer l'extraordinaire exagération des dimensions des régions de haute latitude dans la projections de Mercator (Norvège plus grande que le Soudan, Nouvelle Zemble plus grande que les trois péninsules méditerranéennes réunies, alors qu'elle vaut à peine l'Italie, comme le montre la projection de Mollweide, qui respecte les rapports des surfaces). Les contrées polaires sont au contraire rapetissées dans la projection stéréographique, ainsi que les parties centrales (Arabie, Caspienne).

Les formes sont altérées dans la projection de Mollweide, qui, étant équivalente, ne peut être équiangle : remarquer la déformation croissante à partir du méridien central vers les bords (étirement de la Norvège, de l'Espagne).

L'aspect de la projection conique suffit pour montrer l'impossibilité de son emploi pour la représentation de grandes surfaces. Les déformations croissent avec une rapidité étonnante en s'éloignant du méridien central.

diens et des parallèles est obtenu par le développement d'une surface auxiliaire, sur laquelle les coordonnées sphériques ont été transportées suivant un principe géométrique bien défini. Les canevas sont des réseaux de méridiens et de parallèles construits suivant un principe arbitrairement posé pour obtenir certaines propriétés.

Les projections vraies se divisent suivant la nature de la surface auxiliaire employée, en *projections cylindriques*, *coniques* et *horizontales* (ou *azimutales*).

Les *projections cylindriques* sont obtenues par le développement

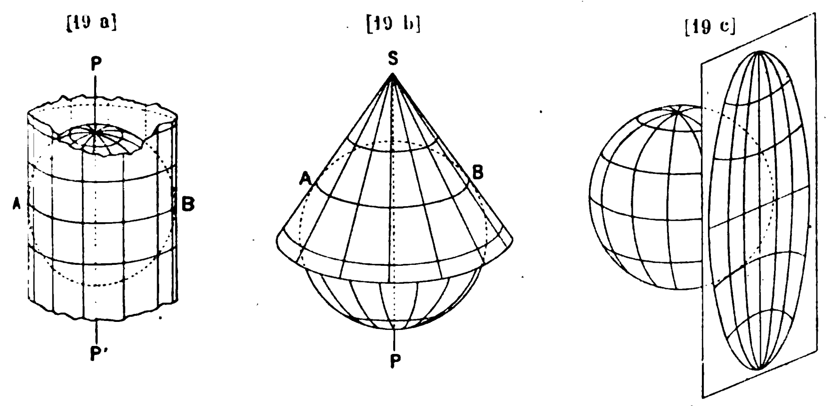


Fig. 19. — Principe des projections cylindriques [19 a], coniques [19 b] et horizontales [19 c].
Dans les deux premiers cas, le parallèle AB conservera sur la surface développée sa grandeur réelle.

de la surface d'un cylindre enveloppant la sphère, sur lequel sont transportées les coordonnées sphériques (fig. 19 a).

Les *projections coniques* sont obtenues par le développement de la surface d'un cône enveloppant la sphère (fig. 19 b); les *projections horizontales* par le transfert des coordonnées sur un horizon, c'est-à-dire sur un plan placé dans une position déterminée par rapport à la sphère (tangent dans la fig. 19 c). On appelle aussi ces dernières projections *azimutales*.

Dans toutes les projections cylindriques les méridiens et les parallèles sont des droites perpendiculaires comme sur la sphère. La plus connue est la *Projection de Mercator*.

Dans toutes les projections coniques, les méridiens sont des droites convergeant vers un point qui représente le sommet du cône, et tous les parallèles sont des circonférences concentriques. La plus employée est la conique sécante équivalente.

Dans toutes les projections horizontales, il y a seulement deux

droites perpendiculaires, qui sont le méridien et le parallèle central. Les projections *stéréographique* et *orthographique* sont parmi les plus connues des projections horizontales.

Nous avons supposé dans la figure 19 les surfaces auxiliaires (cylindre, cone, plan) tangentes à la sphère. C'est le cas des projections dites *tangentes*. On appelle projections *sécantes* celles qui sont obtenues par le développement de cylindres sécants (fig. 19 *bis* a), de cônes sécants (fig. 19 *bis* b), ou au moyen de transfert des coordonnées sur un plan coupant la sphère (fig. 19 *bis* c).

On voit aisément que dans les projections coniques ou cylindriques

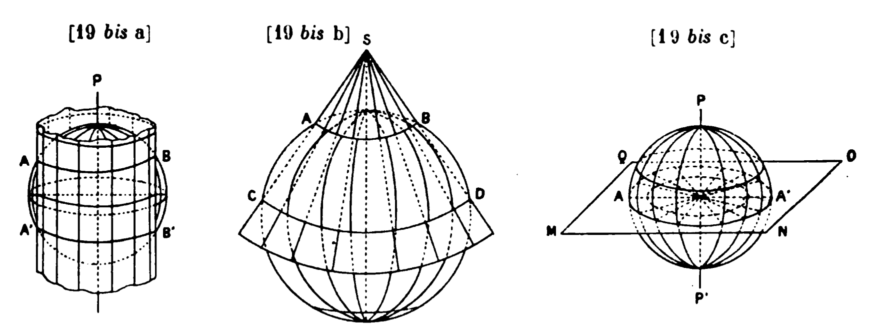


Fig. 19 *bis*. — Principe des projections sécantes (cylindriques [19 *bis* a], coniques [19 *bis* b] ou horizontales [19 *bis* c]).

Dans les cylindriques et les coniques, les parallèles AB et A'B', AB et CD, tangents à la sphère, conserveront leurs dimensions sur la surface développée.

sécantes, il doit y avoir deux parallèles développés en grandeur réelle, tandis que dans les projections tangentes il n'y en a qu'un.

Un troisième principe de division des projections est tiré de l'orientation du cylindre, du cône ou du plan par rapport à la sphère. L'axe du cône ou du cylindre peut être perpendiculaire au plan de l'équateur terrestre et coïncider par suite avec la ligne des pôles, la projection est dite dans ce cas *normale*, ou *polaire*. — Il peut au contraire être dans le plan de l'équateur, et perpendiculaire à la ligne des pôles, la projection est dite *transversale* ou *méridienne*. — Il peut enfin être oblique au plan équatorial et à la ligne des pôles, la projection est dite *oblique*.

Par analogie, on distingue aussi parmi les projections horizontales des projections normales, transversales ou obliques, suivant la position d'un axe perpendiculaire au centre du plan de projection par rapport à l'équateur.

La figure 19 c montre le principe d'une projection *horizontale tangente transversale*, la figure 19 *bis* c celui d'une projection *horizontale sécante normale*.

On peut encore faire des distinctions dans les projections horizontales selon le principe adopté pour transférer les coordonnées terrestres sur le plan de projection. Ou bien ce principe est tiré plus ou moins

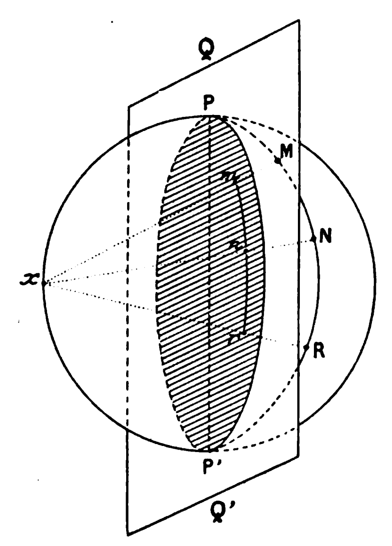


Fig. 20. — Principe des projections perspectives vraies (stéréographiques).

directement des lois de la perspective ou bien il n'a aucun rapport avec elles. Dans le premier cas, on dit que la projection est *perspective*, c'est-à-dire que chaque point de la sphère M est représenté sur le plan de projection par un point *m* déterminé par un rayon visuel supposé mené d'un certain point *x*, dit *point de vue*, aù point M (fig. 20).

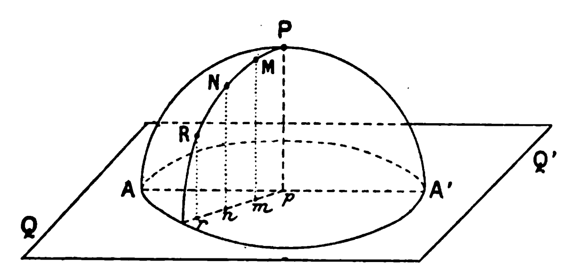


Fig. 21. — Principe des projections perspectives à l'infini ou orthographiques.

Les projections perspectives peuvent présenter des variétés suivant la position du point de vue. Celui-ci peut être situé à une distance finie du plan de projection, auquel cas on a des projections *perspectives vraies* (fig. 20); ou bien on suppose le point de vue reculé à l'infini, auquel cas tous les rayons visuels deviennent paral-

lèles (fig. 21), et la projection d'une série de points tels que P, M, N, R, est donnée tout simplement par des perpendiculaires P*p*, M*m*, N*n*, R*r*, abaissées sur le plan de projection.

Parmi les perspectives vraies, les plus connues sont les projections *stéréographiques*, dans lesquelles le point de vue est pris à la surface de la sphère. Elles peuvent être sécantes (fig. 20) ou tangentes

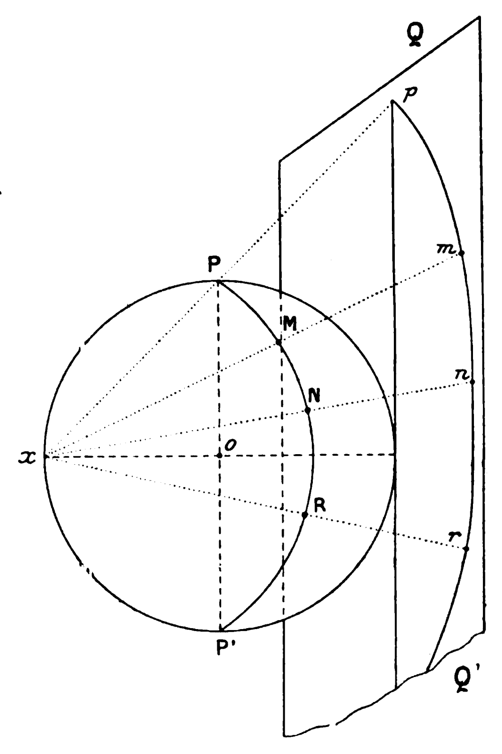


Fig. 22. — Principe des projections perspectives vraies et tangentes.

x, point de vue; PMNRP', un demi-méridien; *pmnr*, sa représentation sur le plan de projection QQ'.

(stéréographique externe, fig. 22), et dans les deux cas normales, transversales ou obliques.

Les projections perspectives à l'infini sont connues sous le nom de projections *orthographiques*. Elles sont toujours sécantes mais peuvent être normales, transversales ou obliques.

On voit qu'en combinant toutes les distinctions établies, on peut obtenir une variété presque infinie de systèmes de projections. Nous avons essayé dans le tableau ci-joint de résumer la classification des plus usitées. Nous avons rattaché les canevas dérivés les plus importants aux systèmes généraux avec lesquels ils offrent le plus d'analogie.

TABLEAU DES PRINCIPALES PROJECTIONS

		Projections vraies — Sécantes	Projections vraies — Tangentes	Canevas conventionnels
Projections horizontales.	*Non perspectives*	. . . .	Proj. équivalente de Lambert: normale. / transversale. / oblique.	
	Perspectives vraies	Stéréographique: normale. / transversale. / oblique.	Stéréographique externe.	
	Perspectives à l'infini.	Orthographique: normale. / transversale. / oblique.		
Proj. cylindriques.	Carte plate	. . . .	Normale : Proj. de Mercator. Transversale : Proj. de Cassini.	Proj. de Sanson (Flamsteed). Proj. de Mollweide.
Proj. coniques.	Proj. équivalente d'Albers.	. . . .	Proj. équivalente de Lambert. Proj. équidistante de De l'Isle.	Proj. de Bonne. Proj. polyconique.

Les principales projections. — Nous allons maintenant passer en revue les projections les plus usitées en indiquant rapidement leur principe, leurs propriétés et leur mode de construction.

Projection horizontale équivalente de Lambert (fig. 23). — C'est la plus importante des projections non perspectives.

Principe : le plan de projection est tangent au centre de la calotte sphérique à représenter. Si la projection est polaire, ce point est le pôle lui-même. Les parallèles sont représentés par des cercles concentriques de rayons (P*m*' P*n*') égaux à la corde sous-tendant l'arc complémentaire de la latitude (PM, PN). La valeur de ces cordes est donnée par la colonne 1 du tableau I (Appendice). Les méridiens sont des droites convergeant vers le centre P et formant des angles égaux à ceux des méridiens sphériques.

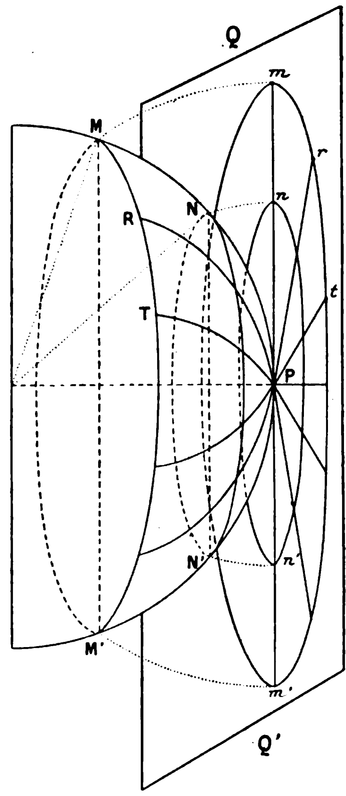


Fig. 23. — Projection horizontale équivalente de Lambert; construction du canevas polaire.

P, pôle; MRTM' et NN', parallèles; *mrtm'* et *nn'*, leur représentation; MP, NP, arcs complémentaires des latitudes M et N ; *m*P, rayon du cercle *mm'*, et *n*P, rayon du cercle *nn'*, sont égaux respectivement aux cordes de ces arcs, comme le montre le pointillé M*m* et N*n*.

On le voit, la construction n'offre aucune difficulté dans le cas d'une projection normale. Dans le cas d'une projection transversale ou d'une projection oblique, il n'en est pas de même. La sphère doit être couverte d'un réseau auxiliaire disposé comme l'étaient méridiens et parallèles par rapport au plan de projection dans le cas de la projection normale. Ce sont les points d'intersection de ce réseau avec le réseau des méridiens et des parallèles vrais qui sont reportés sur le plan de projection. Les parallèles sont en définitive toujours représentés par des cercles, mais les méridiens deviennent des courbes de mathématiques supérieures. La construction graphique très délicate de la projection transversale est facilitée par l'emploi de tables dressées par Lambert, et donnant les coordonnées rectangulaires de chaque intersection de méridien et parallèle, par rapport à deux axes x et y perpendiculaires, suivant un artifice très usité pour les coniques et les canevas conventionnels (v. plus loin). On a même construit des tables analogues pour les projections obliques.

La propriété essentielle de cette projection est une équivalence rigoureuse. Par suite les angles et les distances ne sont pas conservés. La déformation angulaire croît régulièrement du centre vers la périphérie. Dans la projection normale, les régions de basse latitude sont étirées dans le sens

de la longitude. — La projection transversale se prête à la représentation du globe en deux hémisphères et mériterait d'être employée plus qu'elle ne l'est en France.

Projection orthographique. — Une des plus anciennement connues. Le principe en est très simple. La surface de projection est un cercle de la sphère, le point de vue est l'infini. Dans le cas d'une projection normale, le plan de projection est l'équateur, les parallèles sont représentés par des circonférences concentriques au pôle dont les rayons sont proportionnels à ceux des parallèles sphériques, c'est-à-dire aux cosinus des latitudes (Appendice, tableau I, colonne 2), les méridiens sont des rayons, d'écartement proportionnel à celui des méridiens sphériques. La construction est donc très simple (fig. 24).

Elle n'est guère plus compliquée pour une projection transversale. Dans ce cas, la surface de projection est un plan méridien. L'équateur et les

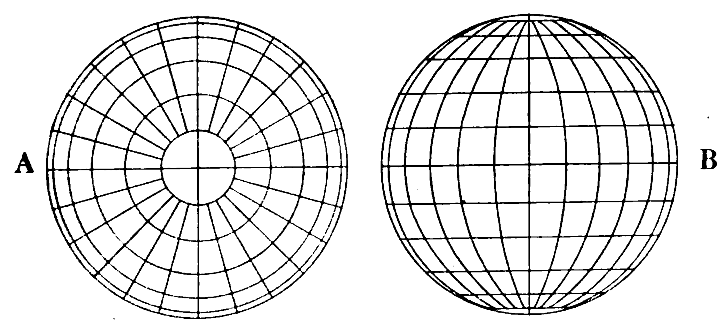


Fig. 24. — Canevas de projections orthographiques.
A, normale ; B, transversale.

parallèles sont représentés par des parallèles dont les distances sont directement proportionnelles au sinus de la latitude. Le méridien central est une droite perpendiculaire à l'équateur, les autres sont représentés par des ellipses, dont le méridien central est le grand axe. La construction de ces ellipses se déduit de la projection normale par un procédé analogue à celui employé pour la projection horizontale de Lambert.

Les projections orthographiques ne sont ni équivalentes ni équiangles, et le maximum de déformation angulaire y est bien plus grand que dans la projection de Lambert. C'est donc à tort qu'on les emploie pour les régions circumpolaires au détriment de celle-ci.

Projection stéréographique. — Le principe en est très simple, mais les variétés sont nombreuses. Non seulement la projection peut être normale, transversale ou oblique, mais encore le plan de projection peut être un plan méridien ou un plan tangent à la sphère (stéréographique externe).

Dans le cas de la projection transversale (ou méridienne), qui est la plus employée, l'équateur et le méridien central sont représentés par 2 droites perpendiculaires. Tous les méridiens et tous les parallèles sont des circonférences déterminées par 3 points (fig. 26).

On démontre que toute circonférence de la surface sphérique est représentée par une circonférence sur la projection. Tous les angles sont

rigoureusement conservés, les figures sont donc exactement semblables aux figures sphériques.

Ces avantages ont valu à la projection stéréographique méridienne d'être universellement employée pour les mappemondes. On oublie trop qu'elle ne respecte pas la proportion des surfaces. Elle exagère considérablement l'étendue des pays situés sur les bords de la carte. La projection de Lambert lui est préférable.

La construction de la stéréographique transversale est toutefois plus simple que celle de la projection équivalente de Lambert. Tous les méridiens devant passer par les 2 pôles, pour obtenir le centre du méridien de longitude λ, comptée à partir du méridien central, il suffit de mener P L tel que l'angle O P L égale 90°-λ. Le point L est le centre du cercle méridien

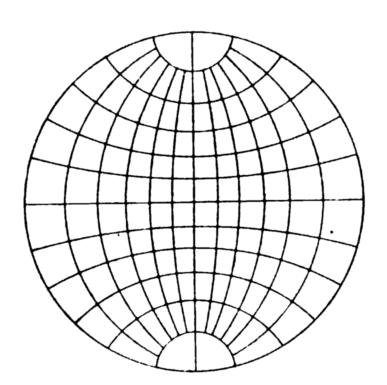


Fig. 25. — Canevas de projections stéréographiques.

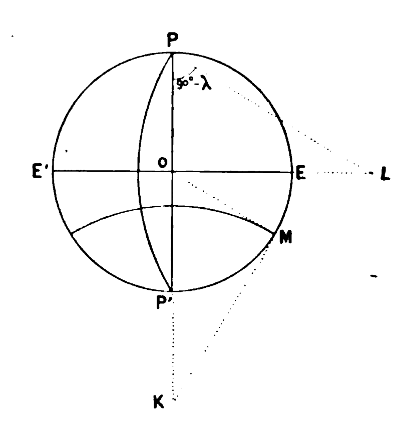


Fig. 26. — Construction de la projection stéréographique transversale.

cherché. De même que le centre de tous les méridiens est sur le prolongement de l'équateur, le centre de tous les parallèles est sur le prolongement de la ligne du méridien central, et peut être obtenu géométriquement en menant O M tel que l'angle E O M soit égal à la latitude, et M K perpendiculaire à O M. M K est le rayon et K le centre du cercle cherché (fig. 26).

Projection de Mercator. — C'est la plus connue des projections cylindriques. La surface de projection est celle d'un cylindre tangent à l'équateur sphérique. C'est donc une projection normale tangente. L'équateur, les méridiens et les parallèles sont des droites perpendiculaires. L'équateur est développé en grandeur vraie. Les méridiens sont équidistants. L'écartement des parallèles croît comme la sécante de la latitude (la valeur de cet écartement est donné de 5 en 5 degrés par la colonne 3 de notre tableau I).

Cette projection permet la représentation de la sphère entière d'un seul tenant. Sa construction est des plus simples. En outre elle conserve les angles et donne partout des figures semblables aux figures sphériques. Elle possède enfin une propriété qui la rend précieuse pour les cartes marines : la *loxodromie*, c'est-à-dire la marche suivie par un navire qui se dirige constamment dans le même sens et qui par suite coupe constamment les méridiens et les parallèles sous un même angle, y est représentée par une ligne droite.

Projections coniques vraies. — Il existe un certain nombre de variétés de projections coniques vraies, même en ne considérant que les projections normales, qui sont seules d'un usage courant. Dans toutes, la surface de projection est la surface latérale d'un cône tangent à la sphère, ou sécant. Les parallèles sont toujours représentés par des cercles concentriques à un point qui n'est autre que le sommet du cône; il y en a un seul développé en grandeur vraie, dans le cas d'une projection tangente, deux dans le cas d'une projection sécante. Les méridiens sont toujours des rayons séparés par un angle constant. Le pôle est toujours représenté par un arc de circonférence, ce qui montre dès maintenant que les coniques normales ne se prêtent pas à la représentation de toute la sphère.

Pour qu'une projection conique soit définie, il faut et il suffit de fixer : 1° la loi d'écartement des parallèles, c'est-à-dire la relation qui existe entre leur rayon $x\,a$, $x\,b$, et celui du parallèle sphérique qu'ils représentent;

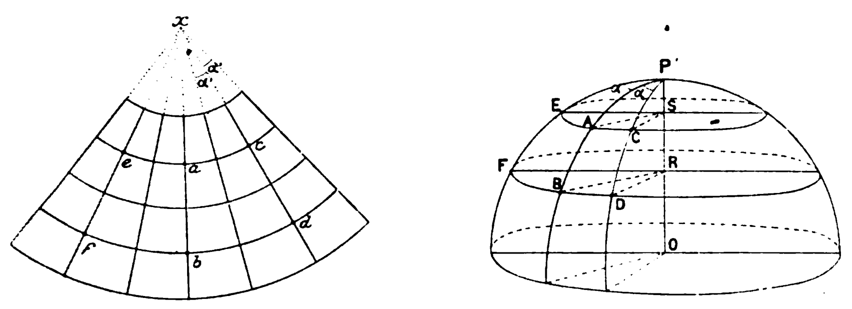


Fig. 27. — Principe de la construction des projections coniques vraies.
EAC, FBD, fragments de parallèles sphériques; *eac*, *fbd*, leur représentation.

2° la loi d'écartement des méridiens, c'est-à-dire le rapport entre l'angle α et l'angle sphérique formé au pôle par deux méridiens consécutifs (fig. 27).

Ces lois peuvent être fixées de telle façon que la projection soit équidistante (Projection conique ordinaire et projection sécante de De l'Isle), qu'elle soit équiangle, ou enfin qu'elle soit équivalente (conique équivalente de Lambert, et conique sécante d'Albers).

Les projections coniques vraies sont relativement peu employées à cause de la difficulté que présente leur construction. Dès qu'on veut établir des cartes à assez grande échelle, le centre x des parallèles se trouve reculé si loin qu'il tombe hors du papier, ou qu'il faudrait des compas de taille extraordinaire pour tracer les arcs. En fait, on construit généralement ces projections, comme les canevas dérivés, en déterminant l'intersection des méridiens et des parallèles par leur distance à deux droites perpendiculaires (fig. 30). Cet artifice revient à transformer les coordonnées sphériques de chaque intersection en coordonnées planes par rapport à deux axes x et y. Il suppose des calculs laborieux, qui sont évités par des tables construites par les mathématiciens [Tissot, 7].

La projection d'Albers est sécante, deux parallèles y sont donc développés en grandeur réelle. Elle offre les conditions les plus favorables pour la représentation d'un pays de latitude moyenne, allongé dans le sens de la longitude comme l'Europe. Si les deux parallèles moyens sont ceux de 30 et 70°, voici quelle sera en Km. la valeur des rayons des différents parallèles :

25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°
8091,3	7559,9	7017,4	6465,6	5906,9	5343,8	4779,9	4220,1	3671,7	3145,1	2659,3

L'angle au sommet des méridiens est fonction de la latitude des parallèles moyens. Dans le cas présent, il est égal à 0,75407. Pratiquement, on peut tracer les méridiens de la façon suivante (fig. 28) : élever P S perpen-

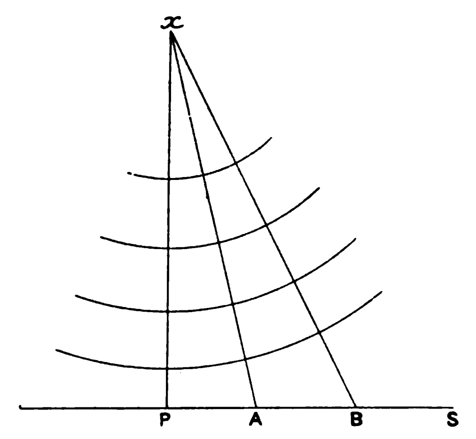


Fig. 28. — Construction de la projection conique d'Albers.

diculaire sur le méridien initial x P, et mener les méridiens xA, xB, etc., PA, PB, étant les tangentes des angles PxA, PxB, etc. Voici la valeur de PA, PB, etc., de 5° en 5°, par rapport au rayon terrestre :

5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°
0,0659	0,1324	0,2001	0,2696	0,3419	0,4169	0,4965	0,5814

Canevas conventionnels. — Les canevas conventionnels peuvent être considérés comme dérivant plus ou moins directement des projections vraies. Aux projections cylindriques se rattacheraient les canevas connus sous le nom de *projection de Sanson* et *projection de Mollweide.*

La *projection de Sanson*, ainsi nommée du nom de son inventeur (1660), est plus connue sous le nom de Flamsteed, qui a contribué plus tard à la vulgariser (1646-1719). Elle se prête à la figuration de la sphère entière sans avoir les inconvénients de la projection de Mercator.

Le méridien central et l'équateur sont 2 droites perpendiculaires divisées en parties proportionnelles aux distances réelles. Les parallèles sont des droites parallèles à l'équateur menées par les points de division du méridien central. Les méridiens sont des courbes déterminées par la jonction des points de division des parallèles divisés en parties proportionnelles aux distances réelles.

On voit que la construction du canevas est des plus simples, elle n'exige qu'une règle, une équerre et des tables des dimensions de la sphère (v. Appendice, tabl. I, colonne 6). De là est venue sans doute en partie sa grande vogue. Mais si elle est rigoureusement équivalente, elle n'est point équiangle, et les déformations sont considérables vers la périphérie. Elle est utilisable surtout pour les contrées équatoriales peu étendues en lon-

gitude, par exemple l'Afrique. Pour les planisphères, on doit préférer la *projection de Mollweide*, appelée aussi parfois *projection de Babinet.*

Le méridien central et l'équateur sont deux droites perpendiculaires. Le méridien sphérique dont le plan est perpendiculaire à celui du méridien central est représenté par une circonférence. Les parallèles sont figurés par

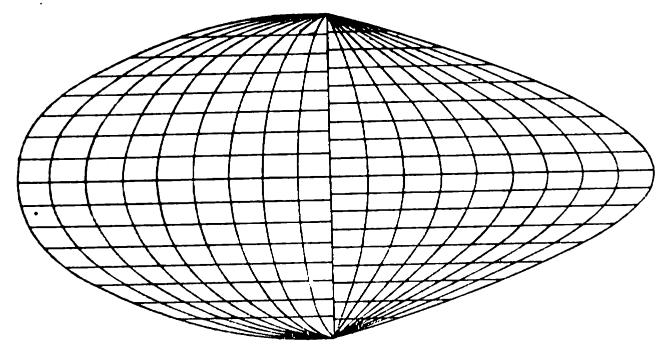


Fig. 29. — Projections de Sanson (droite) et de Mollweide (gauche); deux moitiés du canevas complet.

des droites parallèles à l'équateur et menées par les points de division du méridien central. Cette division est établie de façon que la projection soit équivalente. La valeur en est donnée en centièmes du rayon de 5° en 5° dans la colonne 4 de notre tableau I. Les méridiens sont des ellipses déterminées par la jonction des points de division des parallèles en parties égales.

La projection de Mollweide est, on le voit, de construction assez simple. Elle est équivalente, et les déformations angulaires y sont moins grandes vers la périphérie que dans la projection de Sanson (fig. 29). C'est elle qui a été uniformément employée pour toutes les cartes de cet ouvrage où l'on a représenté la répartition de phénomènes physiques sur toute l'étendue du globe.

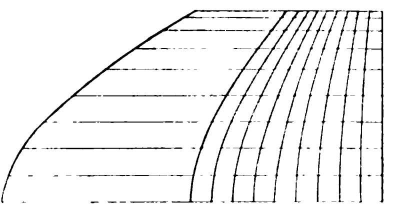


Fig. 30. — Projection d'Eckert.

Il est possible d'imaginer des systèmes plus avantageux, si l'on renonce à la figuration des régions voisines du pôle, ce qui peut être le cas pour des cartes de géographie humaine. ECKERT (12) a inventé une projection équivalente, dans laquelle le Groenland est complètement méconnaissable, mais où l'image des régions tempérées est moins déformée, et notamment l'Amérique et l'Australie, moins tordues que dans la projection de Mollweide, le méridien central passant par l'Europe.

Cette projection, que son auteur appelle *Onkoïde*, peut être considérée comme dérivée d'une surface auxiliaire qui serait une demi-sphère de surface équivalente à la sphère entière. Le pôle y est représenté par une droite de longueur égale à la moitié de l'équateur. Celui-ci est une droite perpendiculaire au méridien central, de même que les parallèles. La division des parallèles en parties proportionnelles se fait comme pour la projection de Mollweide. Mais leur éloignement de l'équateur et leur longueur même

doivent être calculés de façon à obtenir l'équivalence, ce qui exige un rapprochement de plus en plus grand vers le pôle, et conséquemment un écrasement des formes dans les hautes latitudes (fig. 30). Des tables publiées par Eckert (12) donnent les valeurs nécessaires à la construction.

Projection de Bonne. — On l'appelle encore *projection de la carte de France*, parce que c'est celle qui a été employée pour la carte de l'État-major au 1 : 80 000. En réalité, son inventeur est Mercator. C'est une fausse projection conique. Les parallèles sont toujours des circonférences concentriques à un

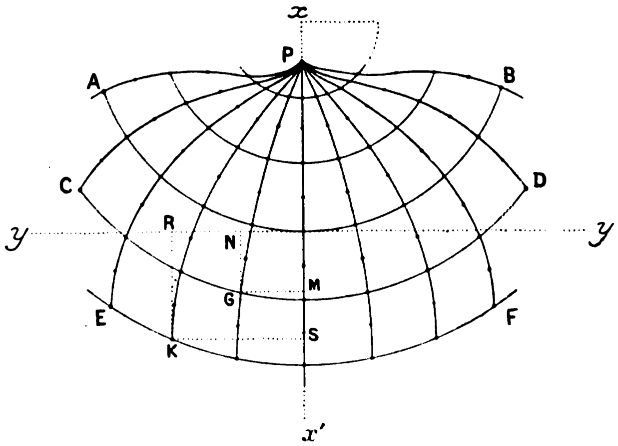


Fig. 31. — Projection de Bonne : sa construction par coordonnées planes.

point x, mais ils sont tous développés en grandeur réelle. Il en résulte que les méridiens déterminés par la jonction des points de division des parallèles ne sont plus des droites convergeant vers x, mais des courbes de mathématiques supérieures, convergeant vers un point P.

La construction est théoriquement assez simple. Les parallèles sont tracés au compas, avec x comme centre, suivant des rayons qui sont égaux à tg δ^0 pour le parallèle moyen, et à tg $\delta^0 \pm$ arc $(\delta - \delta_0)$ pour les autres ($\delta =$ le complément de la latitude, δ^0 même valeur à la latitude du parallèle moyen). La division des parallèles donnant les points d'intersection avec les méridiens s'emprunte aux tables des dimensions de la Terre comme dans la projection de Flamsteed (v. table I, colonne 6).

Dans la pratique, on détermine les points de croisement de chaque méridien et de chaque parallèle par leur distance à deux coordonnées qui sont le méridien central et une perpendiculaire élevée sur lui (fig. 31). Des tables dressées par les mathématiciens donnent ces valeurs pour divers parallèles moyens (Tissot, 7).

Projections polyconiques. — Une dernière catégorie de projections mérite d'être signalée, à cause de l'emploi qui en est fait par un certain nombre de services topographiques.

La surface de la sphère ne peut être étalée sans déchirure. Les systèmes de projection sont des essais pour en reproduire les traits sur une surface plane *continue*. Si l'on renonce à la continuité de la surface de la carte, on peut dans certains cas élucider les difficultés insolubles du problème des projections. Ainsi l'assemblage d'une série de troncs de cônes, tangents à la sphère suivant des parallèles équidistants, donne une image déchirée

sur les bords, mais pratiquement continue le long du méridien central, surtout si les troncs de cône sont tangents à des parallèles très rapprochés. C'est la *projection polyconique* employée par le *Coast Survey* des États-Unis pour représenter des côtes orientées N.-S.

On peut encore pousser plus loin ce système en l'appliquant à la fois dans le sens des méridiens et des parallèles. La projection obtenue est un assemblage, forcément imparfait, sur un plan des faces d'un polyèdre enveloppant la sphère, chaque face représentant théoriquement une projection conique. Pour une carte topographique au 1 : 100 000 les feuilles limitées par les parallèles et méridiens équidistants ne diffèrent pas sensiblement des trapèzes sphériques qui leur correspondent, et, si l'assemblage de tout un pays est impossible, on peut réunir 8 à 10 feuilles voisines sans plus de difficultés que celles dues au retrait inégal du papier quelle que soit la projection adoptée. Ce système, appelé *projection polyédrique*, a été appliqué à la carte de France au 1 : 100 000, à celles de l'Empire allemand et de l'Italie à la même échelle, à la carte de la monarchie Austro-Hongroise au 1 : 75 000. C'est aussi celui qui a été adopté pour la nouvelle carte de France au 1 : 50 000.

Choix des projections. — Savoir reconnaître la projection d'une carte, avoir une idée approximative des déformations qu'elle fait subir aux figures sphériques, est une nécessité absolue pour le géographe. Le choix de la meilleure projection pour l'établissement d'une carte est une chose de la plus grande importance. Tout dépend du but que l'on se propose, de l'étendue que l'on veut représenter, et de la situation des pays envisagés.

S'agit-il de représenter la terre entière sur un planisphère, nous avons déjà vu qu'il faut renoncer à trouver une solution même approximativement satisfaisante. Du moins peut-on ne pas se tourner vers la plus mauvaise. On ne saurait trop s'élever contre l'abus de la projection de Mercator dans les atlas scolaires et dans les cartes murales. Si elle a pour les marins des avantages, elle n'a pour le géographe que des inconvénients. L'exagération des surfaces dans les hautes latitudes donne les idées les plus fausses sur l'étendue des contrées polaires, sur l'importance respective des différentes zones climatiques, des régions froides, chaudes et tempérées, des courants polaires et équatoriaux, etc. La meilleure projection pour les planisphères est celle de Mollweide. Seule celle d'Eckert peut lui être préférée dans le cas où l'on renonce à la représentation des régions polaires.

Si l'on partage la Terre en deux hémisphères, on peut trouver déjà des systèmes de projection un peu plus satisfaisants, permettant de représenter un hémisphère entier. Toutes les projections coniques et cylindriques doivent être éliminées. Si l'on désire conserver les formes des continents, il faut prendre une projection équiangle; celle qui déforme le moins les surfaces est la stéréogra-

phique, dans laquelle le grossissement est quadruple sur les bords. Il est préférable de rechercher une projection équivalente, la meilleure est celle de Lambert, dans laquelle le maximum de déformation angulaire atteint sur le bord 38° 57′.

S'agit-il de représenter une calotte sphérique assez étendue, par exemple un continent entier, les projections coniques et horizontales sont préférables à toutes autres. Pour un continent équatorial comme l'Afrique, ou l'Amérique du Sud, la projection de Flamsteed peut donner de bons résultats. Pour l'Europe, on doit recommander la projection d'Albers, bien meilleure que la projection de Bonne qu'on lui préfère généralement.

S'agit-il enfin d'un pays peu étendu de latitude moyenne, ce sont encore les projections coniques vraies qui méritent la préférence. La projection de Bonne adoptée pour la carte de France au 1 : 80 000 est équivalente, mais la déformation angulaire y est notablement plus grande que dans la conique équivalente de Lambert.

Pour les cartes *topographiques* d'échelle égale ou inférieure au 1 : 100 000, on doit recommander l'usage des projections polyconiques, où la déformation est égale dans toutes les feuilles.

---

1. — WAGNER (H.). Lehrbuch der Geographie, 7e édition, t. I, Hannover, 1903, gr. in-8°, XVI-918 p.

2. — CASPARI (E.). — Cours d'astronomie pratique. T. I, Coordonnées vraies et apparentes, théorie des instruments. Paris, 1888, in-8°, 276 p. + X p. de tables. — T. II, Détermination des éléments géographiques, applications pratiques. Paris, 1889, in-8°, 347 p., 1 pl.

3. — WISLICENUS (W. F.). Handbuch der geographischen Ortsbestimmung auf Reisen. Leipzig, 1891, in-8°, XII-269 p. (Bref et clair).

4. — HARZER (P.). Ueber geographische Ortsbestimmung ohne astronomische Instrumente. *P. M., Erg.* n° 123, 1897.

5. — LARMINAT (E. de). Topographie pratique de reconnaissance et d'exploration, suivie d'éléments pratiques de géodésie et d'astronomie de campagne. 2e édit. Paris, 1906, in-8°, 391 p., 149 fig., 1 atlas.

6. — GERMAIN (A.). Traité des projections des cartes géographiques. Paris, 1866.

7. — TISSOT (A.). Mémoire sur la représentation des surfaces et les projections des cartes géographiques. Paris, 1881, 337 p., 60 p. de tables.

8. — DESFOSSEZ (L.). Les cartes géographiques et leurs projections usuelles. Paris, 1910, in-12, 120 p.

9. — ZÖPPRITZ (K.). Leitfaden der Kartenentwurfslehre für Studierende der Erdkunde und deren Lehrer. 2te Aufl. Leipzig, 1899, in-8°, X-178 p.

10. — D'AVEZAC. Coup d'œil historique sur la projection des cartes de géographie. *Bul. Soc. G. Paris* (5) V, 1863, p. 257 et 438. (Bon aperçu historique mais sans notions pratiques.)

11. — RECLUS (ÉLISÉE). L'enseignement de la géographie. Globes, disques globulaires et reliefs. (Université nouv., Instit. géogr. de Bruxelles, public. n° 5. Bruxelles, 1901).

12. — ECKERT (M.). Neue Entwürfe für Erdkarten. *P.M.* 1906, p. 106-118, pl. 8.

APPENDICE

Tables pour la construction de quelques projections.

Ces tables sont destinées à permettre quelques exercices à l'aide du compas et de l'équerre; ces exercices sont indispensables pour arriver à une intelligence complète du principe et des propriétés des principales projections.

On trouvera dans les traités spéciaux des tables plus complètes.

TABLE I.

La colonne 1 donne la valeur des rayons des circonférences concentriques représentant les parallèles dans la projection horizontale normale de Lambert, en proportion du rayon terrestre.

La colonne 2 donne les rayons des circonférences concentriques représentant les parallèles dans la projection orthographique normale, également en proportion du rayon terrestre.

La colonne 3 donne l'écartement des parallèles, ou mieux leur distance à l'équateur en km. pour la projection de Mercator.

La colonne 4 donne la distance des parallèles à l'équateur en proportion du rayon terrestre, pour la projection de Mollweide.

La colonne 6 donne en km. la longueur du degré de parallèle pour les différentes latitudes en vue de la construction de la projection de Sanson (Flamsteed).

La colonne 7 donne en km. le rayon du parallèle moyen (tangent à la surface du cône et par suite développé en grandeur réelle) pour la projection conique équivalente de Lambert.

LATITUDE	1	2	3	4	5	6	7
0°	141,42	100,0	0	0	0	111,31	∞
5	135,118	99,62	553,5	6,85	552,8	110,89	72 896
10	128,56	98,48	1 111,4	13,68	1 105,7	109,63	36 172
15	121,752	96,59	1 678,0	20,47	1 658,8	107,54	23 806
20	114,72	93,97	2 258,2	27,20	2 212,2	104,63	17 529
25	107,46	90,631	2 857,4	33,85	2 765,8	100,94	13 685
30	100,0	86,603	3 481,8	40,40	3 319,8	96,47	11 055
35	92,350	81,914	4 139,0	46,82	3 874,2	91,28	9 118
40	84,524	76,603	4 838,0	53,10	4 429,1	85,38	7 611
45	76,537	70,711	5 590,7	59,20	4 984,4	78,84	6 388
50	68,403	64,279	6 412,9	65,11	5 540,3	71,69	5 362
55	60,141	57,358	7 326,1	70,80	6 096,6	63,99	4 476
60	51,764	50,0	8 361,8	76,24	6 653,4	55,79	3 691
65	43,288	42.262	9 568,6	81,38	7 210,6	47,17	2 982
70	34,730	34,202	11 027,3	86,19	7 768,1	38,18	2 328
75	26,105	25,882	12 889,6	90,60	8 326,0	28,90	1 714
80	17,431	17,365	15 494,9	94,54	8 884,2	19,39	1 128
85	8,724	8,716	19 927,1	97,84	9 442,5	9,73	560
90	0	0	∞	100,00	10 000,9	0	0

Tableau II.

Pour la construction de la conique équivalente de Lambert
(rayon des parallèles en proportion du rayon sphérique = 100).

LATITUDE	PARALLÈLE MOYEN							
	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°
85°				9°,84	9°,62	9°,44	9°,28	9°,13
80				19 ,65	19 ,23	18 ,87	18 ,55	18 ,28
75			30°,14	29 ,43	28 ,80	28 ,26	27 ,78	27 ,37
70			40 ,11	39 ,15	38 ,31	37 ,59	36 ,96	36 ,41
65		51°,33	49 ,98	48 ,79	47 ,75	46 ,85	46 ,06	45 ,38
60		61 ,38	59 ,77	58 ,35	56 ,98	56 ,03	55 ,08	54 ,28
55	73°,40	71 ,31	69 ,44	67 ,79	66 ,34	65 ,08	63 ,98	63 ,06
50	83 ,50	81 ,12	79 ,0	77 ,12	75 ,47	74 ,04	72 ,80	71 ,73
45	93 ,42	90 ,74	88 ,37	86 ,28	84 ,43	82 ,83	81 ,43	80 ,24
40	103 ,1	100 ,2	97 ,59	95 ,28	93 ,24	91 ,48	89 ,93	88 ,61
35	112 ,7	109 ,5	106 ,7	104 ,1	101 ,9	99 ,95	98 ,26	96 ,83
30	122 ,1	118 ,6	115 ,5	112 ,7	110 ,3	108 ,2	106 ,4	104 ,9
25	131 ,1	127 ,5	124 ,1	121 ,2	118 ,6	116 ,3	114 ,3	112 ,7
20	140 ,1	136 ,0	132 ,4	129 ,3	126 ,6	124 ,2	122 ,1	120 ,3
15	148 ,6	144 ,3	140 ,6	137 ,2	134 ,3	131 ,7	129 ,5	
10	156 ,9	152 ,4	148 ,5	145 ,0	141 ,8	139 ,2	136 ,8	
5	164 ,9	160 ,2	156 ,1	152 ,3	149 ,1	146 ,2		
0	172 ,6	167 ,7	163 ,3	159 ,4	156 ,1	153 ,1		
— 5	180 ,0	174 ,8	170 ,2	166 ,2	162 ,7			
— 10	187 ,1	181 ,7	176 ,9	172 ,8	169 ,0			

CHAPITRE IV

LES ÉLÉMENTS DE LA GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

La géographie physique, science de l'activité physique à la surface du globe terrestre. — La connaissance de la forme, des dimensions, de la position et des mouvements de la sphère terrestre sont des notions générales indispensables. Les conséquences géographiques de ces faits sont multiples, comme nous l'avons vu. Mais s'attarder trop longtemps à les étudier serait oublier que la géographie ne s'occupe point d'un globe abstrait, mais de sa surface vivante. Un des mérites les plus éminents de Humboldt est d'avoir, par la pratique de l'observation, ramené la géographie à l'étude des réalités. Le principal élément du succès de Reclus et de son heureuse influence sur la diffusion du goût de la géographie fut son sens profond de l'activité qui anime d'une sorte de vie physique la surface du globe terrestre.

La géographie physique, qui fait l'objet spécial de cet ouvrage, pourrait être définie *la science des phénomènes physiques par lesquels se manifeste cette activité superficielle du globe, envisagés au point de vue de leur extension et de leurs réactions réciproques.*

Cette définition nous ramène à la conception de Richthofen, réellement précieuse si l'on cherche à délimiter le domaine propre de la géographie par rapport aux sciences physiques et naturelles. L'étude de la surface du globe est plus spécialement l'objectif du géographe, bien qu'elle ne soit indifférente ni au géologue, ni au météorologiste, ni au physicien, ni au chimiste. Par surface du globe, nous entendons autre chose que la surface abstraite du géoïde, telle que nous avons cherché à la définir. Notre globe est formé, pour autant que nous le connaissons, d'une enveloppe gazeuse, d'une masse solide et d'une masse liquide. L'enveloppe gazeuze ou *atmosphère* intéresse spécialement le météorologiste, la masse solide ou *lithosphère*, le géologue; la masse liquide ou *hydrosphère* intéresse

à des titres divers le physicien, le chimiste, l'ingénieur-hydrographe. Le géographe s'occupe particulièrement de leur zone de contact, qui est la zone où l'activité physique paraît de beaucoup la plus intense. Définir plus exactement cette zone, c'est en même temps définir la géographie physique, ouvrir l'esprit aux problèmes et aux méthodes qui lui sont propres. Nous serons forcés, pour y arriver, de faire appel à des notions physiques sur la constitution des éléments; mais aussi nous aurons l'occasion de jeter un coup d'œil d'ensemble sur leur extension à la surface du globe et de signaler les questions générales qu'elle soulève.

L'atmosphère. — L'enveloppe gazeuse qui entoure notre globe est un mélange d'oxygène et d'azote, contenant une proportion variable de vapeur d'eau, et divers autres éléments, dont les plus importants sont l'acide carbonique et l'argon. Les proportions sont les suivantes dans l'air sec, c'est-à-dire privé de vapeur d'eau : azote, 78 p. 100; oxygène, 21 p. 100; argon, 0,94; acide carbonique, 0,03.

Cette composition chimique n'est pas indifférente à la géographie physique. En effet l'atmosphère joue le rôle d'une sorte de filtre, retenant une partie de sa chaleur que le soleil nous envoie pendant le jour, et empêchant sa déperdition pendant la nuit (v. 2e partie, ch. I). Or, des recherches récentes ont montré que cette action serait grandement modifiée par un changement de sa composition chimique. L'acide carbonique est le gaz le moins transparent à la chaleur et on a pu calculer qu'une diminution de 55 à 67 p. 100 de la quantité d'acide carbonique contenue dans l'air abaisserait la température moyenne à la surface du globe de 4 à 5° et accentuerait en même temps les contrastes entre les régions équatoriales et polaires; ce qui suffirait pour amener une immense extension des glaciers semblable à celle de la période géologique quaternaire [Sv. Arrhenius, 2]. Au contraire, si la proportion d'acide carbonique était doublée, la température s'élèverait de 7 à 8° et les contrastes s'atténueraient entre les régions polaires et équatoriales. Les fougères et les traces de plantes tropicales qu'on trouve dans les dépôts secondaires et tertiaires du Spitzberg indiquent que les climats ont été pendant plusieurs périodes géologiques beaucoup plus uniformes et partout également chauds.

L'épaisseur exacte de l'atmosphère ne nous est pas connue. Sa densité diminue rapidement lorsqu'on s'élève au-dessus du niveau de la mer. Si l'on n'envisage que le poids de l'atmosphère, il suffit de gravir le mont Blanc (4 810 m.) pour en laisser à ses pieds les 2/5. Les aéronautes Assman et Berson, qui atteignirent 10 500 m., le 31 juillet 1901, avaient au-dessous d'eux les 3/4 de l'atmosphère. Les couches supérieures, très raréfiées, peuvent être encore sensibles jusqu'à 30 kilomètres au-dessus des mers.

Ce n'est là qu'une mince pellicule, comparée au diamètre du globe solide (12 000 km.), mais cette pellicule a un rôle très important dans la vie physique de la terre, à cause de la densité relativement très forte des couches inférieures. La chaleur que rayonne constamment le globe solide et celle qu'il reçoit du Soleil sont retenues particulièrement dans les couches inférieures plus denses. La vapeur d'eau provenant de l'évaporation des masses liquides est, elle aussi, presque entièrement contenue dans ces couches. A 2000 mètres d'altitude, la moitié en poids de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air est déjà dépassée; à 4000 mètres, il n'en reste plus que 1/4. Tout le cycle de circulation de l'eau dans l'atmosphère avec ses épisodes variés, formation des nuages, orages, pluie et neige, se passe donc dans une couche d'air de 3 à 4000 mètres d'épaisseur maximum. C'est aussi la couche où les contrastes de température sont les plus marqués. Et comme le relief terrestre présente ses plus grandes inégalités justement dans cette zone, on voit combien les conditions physiques de l'atmosphère sont variables à la surface de la Terre.

Les changements périodiques de la température, les précipitations et les vents manifestent une sorte de vie physique particulière. Mais tous ces phénomènes sont déterminés ou modifiés par les réactions de l'hydrosphère et de la lithosphère. La vapeur d'eau, qui joue un si grand rôle dans les couches inférieures de l'atmosphère, provient de l'évaporation à la surface des mers et dans les régions continentales humides. Sa proportion n'est pas partout la même, et la répartition géographique des zones humides de l'atmosphère dépend de celle des océans. Les mouvements de la masse atmosphérique sont plus rapides et plus réguliers dans les couches supérieures où ils ne connaissent pas d'obstacle. Les inégalités de la surface du globe les gênent et les troublent. Mais la force vive perdue par le frottement se retrouve dans les mouvements imprimés à la surface de la masse liquide (vagues, courants marins), ou même, dans certains cas, à celle de la lithosphère, lorsqu'elle est suffisamment mobile (dunes).

Terres et mers, leur répartition et ses conséquences. — L'élément liquide ne forme pas une pellicule continue à la surface du globe. Son volume est trop réduit et son poids spécifique trop considérable. Il s'accumule au fond des dépressions de la surface très inégale de la lithosphère. Ainsi la surface du globe se trouve divisée en continents et océans, sans compter les lacs formés par l'accumulation des eaux dans des dépressions isolées. On peut dire que c'est là le fait

géographique essentiel. Il n'y aurait pas de géographie physique, si toute la terre était continentale ou océanique.

Nous aurons l'occasion de revenir bien souvent sur les conditions géographiques différentes des aires continentales et maritimes, notamment dans l'étude des phénomènes du climat. Ces contrastes viennent des propriétés différentes de l'hydrosphère et de la lithosphère. La première est formée essentiellement d'eau (composé de l'hydrogène et de l'oxygène); c'est un fluide, sensible à toutes les forces qui peuvent imprimer des impulsions variées à ses molécules. Son poids spécifique est beaucoup plus grand et sa capacité thermique plus faible que celle de l'atmosphère. Mais la lithosphère est encore bien plus lourde et d'un échauffement plus rapide. C'est une masse compacte et solide, en apparence non déformable. Les conséquences de ces propriétés physiques différentes se font sentir sur tous les phénomènes de la vie terrestre. Un changement dans la répartition des surfaces continentales et océaniques bouleverserait l'équilibre des climats, la géographie des plantes et des animaux, autant que le relief du sol.

Cette répartition est un des faits géographiques généraux les plus importants, le premier à approfondir, après la forme et la position du globe terrestre. On ne la connaît exactement que depuis un siècle L'hypothèse d'un continent austral n'a été définitivement ruinée qu'à la fin du XVIIIe siècle, par les voyages de Cook. L'existence du continent antarctique n'est devenue certaine que depuis le voyage de Shackleton (1908) et l'arrivée d'Amundsen au pôle Sud (1911). Mais l'image générale de la répartition des terres et des mers a assez peu varié depuis un siècle, pour que nous puissions la considérer comme définitive et reprendre pour notre compte les spéculations qu'elle a inspirées aux premiers géographes qui en ont eu connaissance.

Un coup d'œil jeté sur un planiglobe suffit pour montrer que les mers couvrent une surface beaucoup plus grande que les terres, et que l'étendue des continents est beaucoup plus grande dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Ce sont là vérités devenues maintenant banales, mais qui ne sont connues que depuis l'exploration des mers australes. Varenius et Mercator croyaient encore à un équilibre entre les continents et les océans. D'après les calculs les plus précis faits à la fin du XIXe siècle [PENCK, 4], les mers occupent 72,5 0/0 de la surface du globe, 59,6 0/0 dans l'hémisphère N. et 85,6 0/0 dans l'hémisphère S. La découverte du continent arctique ne change que légèrement ces chiffres au profit des continents (océans 71 0/0 pour l'ensemble du globe, 81 0/0 dans l'hémi-

sphère Sud). L'hémisphère Nord reste bien l'hémisphère continental; l'hémisphère Sud, l'hémisphère océanique. Il suffit de songer aux propriétés thermiques différentes de l'hydrosphère et de la lithosphère pour concevoir que les zones climatiques doivent présenter des caractères différents dans les deux hémisphères.

La forme des continents est grossièrement connue depuis la fin du XVI[e] siècle. BACON a été le premier à remarquer leur effilement en pointe vers le Sud (*Novum Organum*, 1645). Notre connaissance de l'Australie nous permet de généraliser cette remarque. L'Amérique, l'Europe et l'Afrique, l'Asie avec l'Insulinde et l'Australie, forment

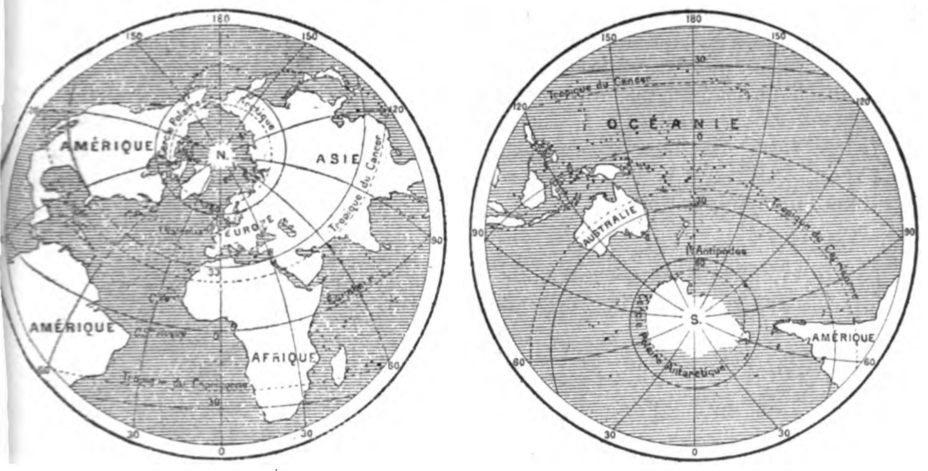


Fig. 32. — Hémisphère continental et hémisphère maritime.

trois fuseaux continentaux, tous les trois tordus vers l'Est à leur pointe, et se rapprochant jusqu'à se toucher dans l'hémisphère Nord. La fusion de l'Europe et de l'Asie est si complète qu'on a longtemps discuté sur la limite de ces deux continents, et que plusieurs géographes considèrent l'Europe comme une péninsule Asiatique [HAHN, 7]. L'Amérique touche à l'Asie et, si plus de 1000 km. la séparent de l'Europe, une série d'îles assez étendues forment comme un pont (Terre-Neuve, Groenland, Islande). En sorte que toutes les masses continentales semblent pressées autour du pôle Nord.

Cette disposition a vivement frappé les premiers géographes qui en ont eu connaissance. On a remarqué qu'il était possible de diviser la terre par un grand cercle de manière à laisser dans un hémisphère, qui coïnciderait à peu près avec l'hémisphère Nord, la plus grande masse possible de terres. RITTER [3] avait déjà établi que le centre de cet hémisphère hyper-

continental se trouvait en Europe. D'après les calculs les plus récents, il tomberait en France, près de Nantes (v. fig. 32), [PENCK, 5]. Sans doute on ne saurait conclure de là au rôle prédestiné de l'Europe comme foyer de civilisation, ni considérer la France et particulièrement Nantes comme le centre du monde. Mais le groupement des terres dans l'hémisphère Nord et spécialement dans les hautes latitudes n'en est pas moins un fait d'une importance presque égale à la forme même de la terre, et qui pèse sur toute l'histoire de l'activité humaine. Actuellement toutes les grandes civilisations sont dans l'hémisphère Nord, en dehors des basses latitudes; cette situation est le résultat de brassages et de mélanges de peuples, qui n'étaient guère possibles dans l'hémisphère Sud. Le peuplement et le développement de l'Amérique du Nord auraient été moins tardifs, si l'étranglement de l'Atlantique Nord, qui permit aux Normands d'aborder au Labrador dès le xe siècle, s'était trouvé plus au Sud, à portée des anciennes civilisations de l'Europe méridionale. La parenté des peuplades primitives qui vivent à la limite du monde habitable en Amérique, en Europe et en Asie témoigne de migrations faciles d'un continent à l'autre.

D'un bout à l'autre de la grande zone forestière de l'hémisphère Nord, les arbres appartiennent aux mêmes genres : chênes, pins, sapins, mélèzes; le zoologue retrouve les mêmes espèces animales. Il en est tout autrement dans l'hémisphère Sud.

La vie organique apparaît plus riche à tous égards, plus harmonieuse et plus évoluée dans l'hémisphère continental. L'hémisphère océanique semble au contraire le théâtre d'une sorte de vie physique plus régulière et plus large. Les zones climatiques y sont plus continues, les mouvements de l'hydrosphère et de l'atmosphère sont plus amples et plus stables. C'est dans les mers australes que les marins rencontrent les vagues les plus hautes, les tempêtes les plus violentes. Rien n'égale dans notre hémisphère Nord la constance et la force des brises d'Ouest, qui soufflent sur les mers au delà du 40e parallèle Sud, en un vaste tourbillon circumpolaire. Un mouvement général des eaux vers l'Est d'une régularité surprenante paraît en résulter. La vie physique de l'hémisphère Nord semble à côté un chaos perpétuel; l'instabilité de l'atmosphère est extrême, les mouvements de l'hydrosphère elle-même sont sujets à des variations. Le courant chaud connu sous le nom de *Gulf Stream*, dont l'influence adoucit le climat de l'Europe, n'a pas tous les ans la même force.

L'influence de la répartition inégale des terres et des mers sur la vie de l'atmosphère est telle que c'est à un météorologue qu'on doit le premier essai d'évaluation de la proportion des mers aux différentes latitudes (Spitaler). Les calculs les plus récents et les plus précis sont dus également à un météorologiste [BALDIT, 35]. En voici les résultats, complétés hypothétiquement pour les hautes latitudes (entre crochets) :

LATITUDES	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°	70-80°	80-90°
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mers, 0/0 N. :	77,46	78,77	62,51	57,72	48,93	43,61	29,80	70,70	(95)
— S. :	76,4	78,0	76,83	88,65	96,92	99,18	(85)	(27)	(0)

On voit que c'est aux environs du 65[e] parallèle Nord que la masse continentale est la plus étendue. C'est justement en ce point que se montrent les anomalies thermiques les plus fortes, les contrastes de climat les plus accentués, c'est là aussi que les perturbations atmosphériques sont les plus fréquentes et les plus irrégulières.

Relief continental et relief océanique. — L'inégale répartition des terres et des mers provient des irrégularités de la surface de la

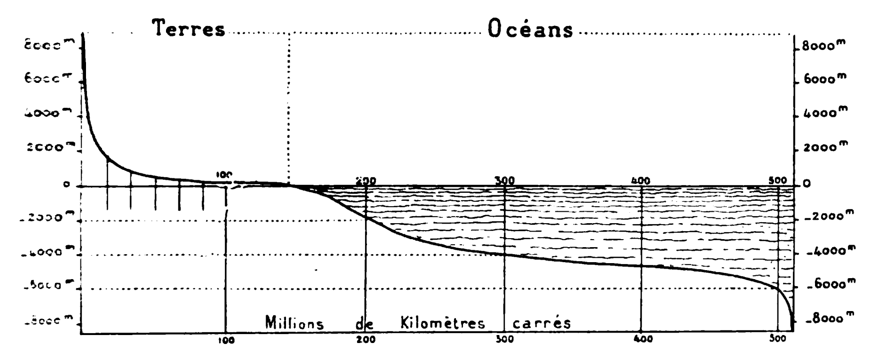


Fig. 33. — Courbe hypsographique de l'écorce terrestre, montrant le développement des altitudes continentales et des profondeurs océaniques, d'après Penck (*Morphologie*, I, p. 136).

lithosphère. Pour apprécier ces irrégularités, un plan de comparaison est nécessaire, c'est la surface idéale du géoïde, correspondant à la surface des océans. L'Himalaya contient les points les plus élevés connus au-dessus de ce plan : ils dépassent 8 000 m. Les points les plus déprimés se trouvent dans l'Océan Pacifique (Fosse des Marianes, 9 636 m.). La différence, 18 km., donne la mesure des inégalités de la lithosphère; elles sont insignifiantes par rapport aux dimensions du globe, dont le rayon est 333 fois plus grand. Mais elles le paraîtront encore davantage, si l'on remarque que les grandes profondeurs des océans, comme les grandes hauteurs des continents n'occupent qu'une surface insignifiante (v. notre planisphère hors texte hypsométrique et bathymétrique).

Humboldt [8] est le premier qui ait essayé de calculer la hauteur moyenne des continents. Depuis, cet essai a été repris plusieurs fois, et on a pu, grâce aux progrès des recherches océanographiques,

évaluer aussi la profondeur moyenne des océans. Le résultat est représenté graphiquement par la figure 33. On peut aussi l'exprimer par la proportion des surfaces correspondant aux altitudes et aux profondeurs choisies.

	0-200m	2-500m	500-1000m	1-2000m	2-3000m	3-4000m	4-5000m	5-6000m	6-7000m	+7000m
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Continents. 0/0	29,2	27,1	19,0	16,4	3,6	2,1	1,5	0,5	0	0
Océans. . 0/0	7,1	2,2	2,6	4,8	9,6	20,8	33,0	17,1	2,1	0,7

La hauteur moyenne des continents est de 735 m., la profondeur moyenne des océans est de 3 650 m. Les faibles altitudes tiennent

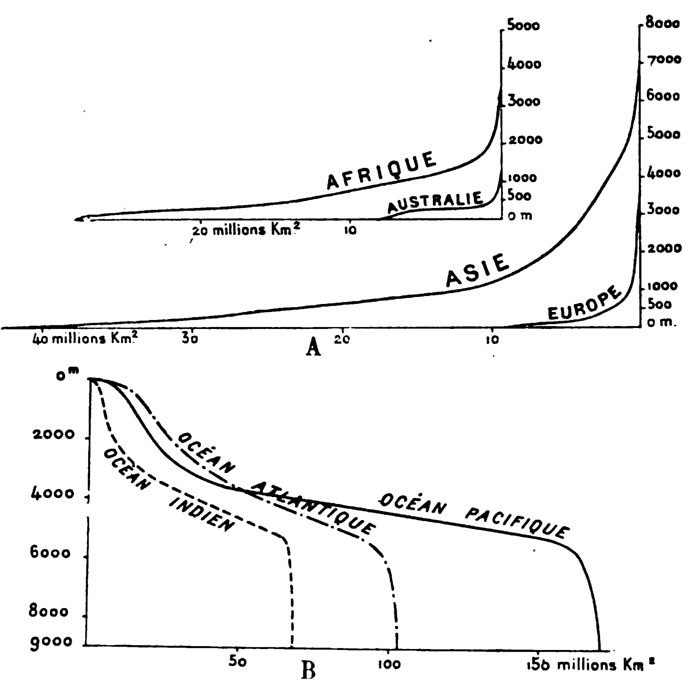


Fig. 34. — Courbe hypsographique de divers continents (A) et courbes bathygraphiques de divers océans (B), d'après Penck (*Morphologie*, I, p. 144 et 145).

une très grande place dans les continents. Dans les océans, au contraire, ce sont les profondeurs comprises entre 3 et 6 000 m. qui dominent. La courbe du relief terrestre se rapproche d'une parabole dont la concavité est tournée vers le ciel; celle des océans est au contraire plutôt convexe. La distinction en continents et océans a donc une valeur, même au point de vue des formes du relief.

On s'en rendra compte d'une façon plus évidente en étudiant par les mêmes procédés chaque continent et chaque grand océan (fig. 34).

Le relief continental paraît beaucoup plus irrégulier que le relief océanique. Sans doute, en retrouve toujours la même forme concave de la courbe, et la même faible extension des grandes altitudes. Mais quelle différence entre l'Europe, dont les 3/4 sont au-dessous de 500 m., et l'Afrique, dont 1/3 est compris entre 500 et 2 500 m., ou encore l'Asie dont la structure massive se révèle par l'extension anormale des altitudes supérieures à 1 000 m. (35 p. 100)! Le chiffre seul de l'altitude moyenne des continents est assez significatif : Europe 330 m., Asie 1 010 m., Afrique 660 m., Australie 310 m., Amérique 650 m. Au contraire, les courbes des divers océans se ressemblent d'une façon frappante.

L'irrégularité du relief continental apparaîtra plus nettement encore si l'on jette les yeux sur la carte oro-bathymétrique jointe à cet ouvrage. Pour la mettre en lumière, il suffit de comparer le profil d'un continent tel que l'Asie, avec celui d'un océan tel que l'Atlantique (fig. 35). Bien que l'Atlantique soit l'océan le mieux connu et celui dont les fonds présentent les plus grandes inégalités, sa structure est d'une simplicité étonnante, comparée à l'aspect tourmenté du profil du continent asiatique. On peut répéter cet exercice plus d'une fois, en s'adressant à d'autres continents et d'autres océans. Le résultat sera toujours le même.

Si les formes du relief immergé et du relief émergé sont si différentes, il faut que des causes différentes agissent sur l'un et l'autre. Nous verrons en effet que les reliefs continentaux sont soumis à

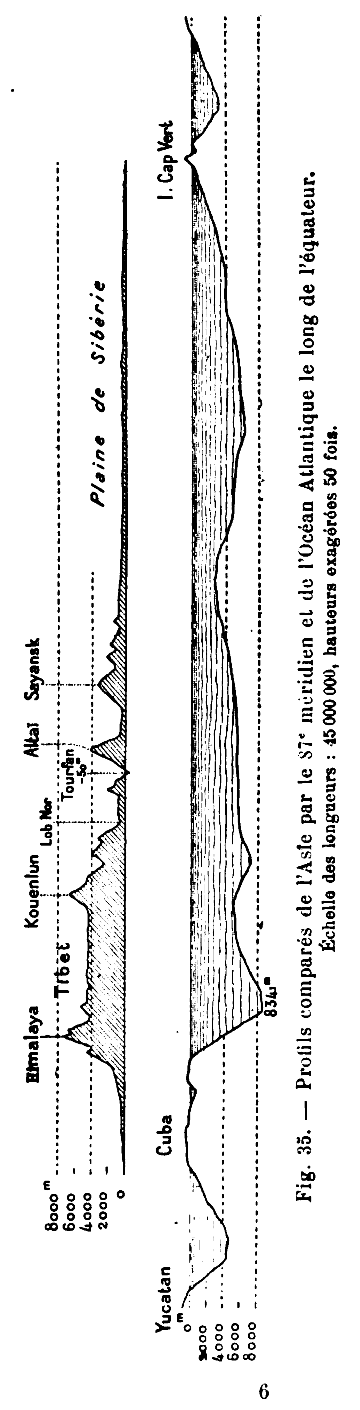


Fig. 35. — Profils comparés de l'Asie par le 87e méridien et de l'Océan Atlantique le long de l'équateur. Échelle des longueurs : 45 000 000, hauteurs exagérées 50 fois.

une démolition continuelle, dont l'origine est dans l'activité de l'atmosphère, et principalement dans ses échanges constants avec l'hydrosphère, à laquelle elle emprunte sa vapeur d'eau, pour la précipiter ensuite à la surface du sol. Les océans sont au contraire le siège d'une accumulation incessante, particulièrement au voisinage des continents, dont les débris leur sont apportés par les fleuves.

La vie physique sur la plateforme continentale. — C'est au contact des terres et des mers que le relief continental et le relief sous-marin sont le moins dissemblables. La courbe générale (fig. 33) montre que la surface comprise entre + 300 et — 500 est relativement très étendue (15 p. 100). Cette zone de contact de l'hydrosphère et de la lithosphère, à laquelle on a donné le nom de *plateforme continentale*, intéresse particulièrement la géographie, car elle est animée par une sorte de vie physique, répondant au développement varié qu'y offre la vie organique.

Sur les côtes basses, le changement complet d'aspect qui se reproduit tous les jours avec le flux et le reflux est un des spectacles les plus propres à frapper l'imagination. La zone comprise entre les hautes et les basses mers est particulièrement recherchée par les organismes végétaux et animaux; là abondent les algues, les vers, mollusques et crustacés. Mais cette zone est aussi celle où les mouvements de l'élément liquide travaillent le plus activement à modifier les formes de l'élément solide. La démolition du rivage par les vagues, le dépôt et le transport des sables par les courants, s'opèrent avec une rapidité telle, qu'on peut suivre d'une année à l'autre les transformations du littoral. Nulle part l'instabilité des formes n'est plus sensible. Les changements historiquement connus sont si nombreux et les exemples de récentes modifications du littoral si communs, qu'on n'a que l'embarras du choix.

Le sapement par les vagues et l'écroulement des falaises se poursuivent activement sur les côtes anglaises et françaises formées de roches marno-calcaires. On a pu les suivre aux environs du Havre depuis 1828. Le recul de la côte a été jusqu'à 1904 de 32 m. au Sud-Ouest du sémaphore de Sainte-Adresse, de 48 m. au Sud-Ouest du guetteur de la Chambre de Commerce. Le recul moyen de la côte serait de 0 m. 18 par an [Lemesnil, 11]. Récemment encore, en 1905 (septembre) et 1907 (février), deux éboulements considérables se sont produits au cap de la Hève, dont le premier a précipité un volume de 400 000 mètres cubes. En Angleterre, un comité a été formé pour suivre cette attaque du littoral [12]. La côte du Sussex, formée de craie, a perdu 141 ha. en 25 ans, le recul atteignant de 0 m. 36 à 3 m. par an. La démolition est encore plus active sur les côtes argileuses du Yorkshire, où la pointe d'Holderness recule de plus de 4 m. par an.

Les changements dus aux déplacements des sédiments littoraux sont encore plus frappants. Les levés hydrographiques doivent être refaits entièrement au bout de quelques années, pour fixer la position des hauts-fonds et des chenaux, permettant l'accès des ports de plages sur les côtes basses de la mer du Nord. L'envasement des estuaires est un fait général, que l'homme est obligé de suivre de très près et de combattre incessamment par des dragages pour défendre les ports établis à l'embouchure des grands fleuves. La mobilité extrême des sables et des vases littorales les rend sensibles au moindre changement de courant. L'homme lui-même influe sur eux, parfois sans le vouloir; une digue de quelques centaines de mètres suffit à amener un remaniement parfois imprévu. Des efforts concertés dans un but déterminé peuvent fixer un littoral instable. Les polders de Hollande conquis sur la mer en sont l'exemple le plus éclatant. Mais la situation reste toujours critique. On sait que cette côte de la mer du Nord a été complètement remaniée par l'érosion marine, depuis que nous avons des données approximatives sur ses formes. Il est certain que le golfe du Zuyderzée n'existait pas quand les Romains sont apparus sur le cours inférieur du Rhin. L'ancien lac Flevo parait avoir été envahi par la mer au VIIIe siècle. Le golfe de Dollart date du XIIIe siècle; cinquante villages furent engloutis par sa formation (1277).

Dans les mers intérieures, le remaniement du littoral est plus souvent à l'avantage du continent. Les sédiments apportés par les grands fleuves, n'étant pas brassés par les marées, s'accumulent à leur débouché, formant des deltas, qui avancent avec une rapidité sensible. On connaît la forme du delta du Pô depuis le XVIe siècle. Il a gagné plus de 15 km. en ligne droite et conquis une surface de plus de 350 km^2; l'avancement aurait atteint dans les deux derniers siècles 70 m. par an. Le delta du Rhône a conquis 250 km^2 sur la mer depuis l'époque Romaine, s'avançant de 57 m. par an depuis 1737. Le Mississipi travaille encore plus vite; la passe principale avance, d'après Humphreys et Abbot, de 100 m. par an sur une largeur de 3 km. [CREDNER, 13].

Ces chiffres suffisent pour donner une idée des transformations incessantes de la zone côtière. Toute la plateforme littorale participe plus ou moins à cette vie physique intense. Les sédiments arrachés aux continents s'y déposent partout en couches plus épaisses qu'en aucun autre point des océans. Les eaux y sont agitées de remous et de courants plus rapides. La vie organique elle-même y est plus riche : toutes les grandes pêcheries se font sur la plateforme continentale.

Relation des hauts reliefs et des grandes profondeurs. — La plate-forme continentale n'est pas le seul fait intéressant à relever dans les accidents de la surface de la lithosphère. Les points les plus déprimés et les plus soulevés, c'est-à-dire les grandes profondeurs océaniques et les hauts reliefs continentaux, sont, malgré leur faible extension, dignes d'attirer l'attention. Leur position relative est en

effet très remarquable. L'examen de notre carte oro-bathymétrique montre que les grandes profondeurs, loin d'occuper le centre des océans, sont le plus souvent rejetées sur les bords et forment des fossés, longeant le pied de reliefs continentaux très accusés. Les profils de Heiderich [6] mettent nettement le fait en évidence; nous en reproduisons ici quelques-uns, légèrement modifiés, pour tenir compte des découvertes récentes (fig. 36). De Lapparent [10] a insisté avec vigueur sur cette *dissymétrie du relief terrestre*, qui est un trait essentiel des déformations de la lithosphère. On la retrouve même dans les reliefs continentaux. Le profil mené à travers l'Asie.

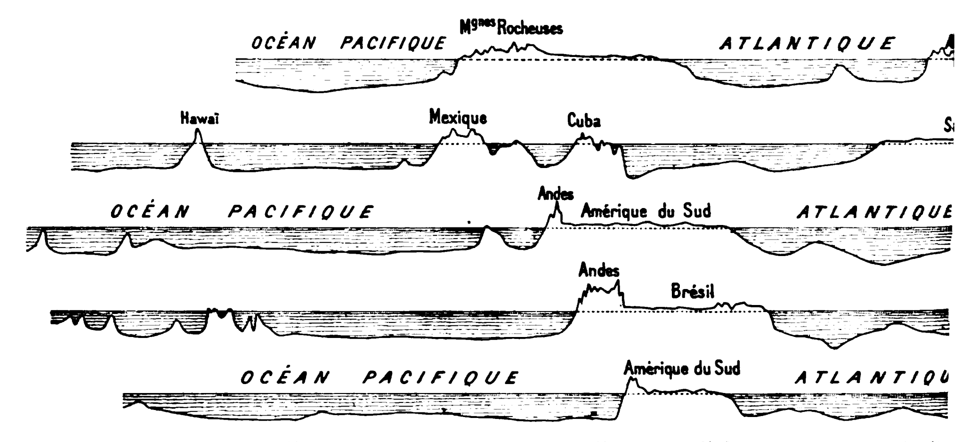


Fig. 36. — Coupes menées par divers parallèles pour montrer la dis

sur lequel nous avons déjà appelé l'attention (fig. 35), en offre un exemple frappant avec le Tibet, l'Himalaya et la plaine du Gange.

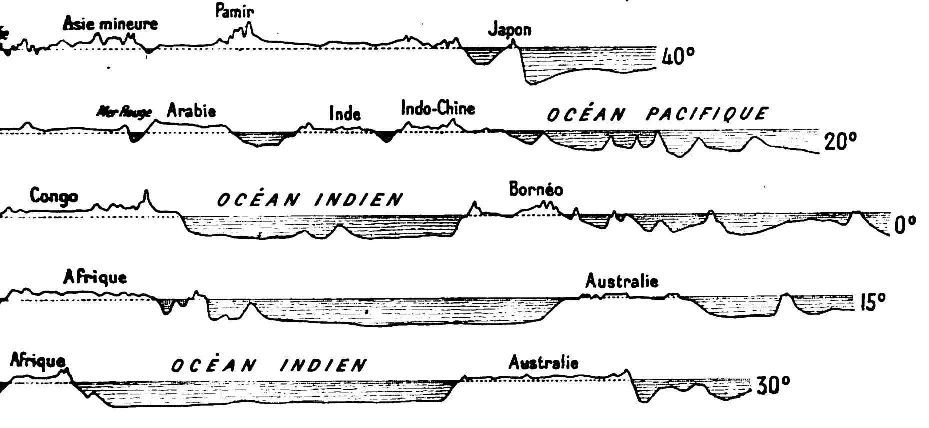
Les tremblements de terre ont fait depuis quelques années l'objet d'enquêtes minutieuses [de Montessus, 23], et l'on sait maintenant assez exactement quelles sont les régions où ils sont particulièrement fréquents et désastreux. Or ces régions sont précisément celles ou la dissymétrie du relief est le plus accusée. Cette coïncidence ne peut être accidentelle. C'est donc bien réellement à des déformations de la surface de la lithosphère que sont dues les dépressions où s'accumulent les océans, et les reliefs qui forment le centre des continents ; tandis que la plateforme continentale doit son aspect à la lutte des deux éléments.

Déformation tétraédrique. — Depuis que l'on connaît assez exactement les reliefs continentaux et océaniques, on a pu se demander si les déformations de la surface terrestre n'obéissent pas à une loi relativement simple, si la forme réelle de la lithosphère ne se rapprocherait pas d'une forme

géométrique, comme celle du globe terrestre rappelle dans son ensemble une sphère.

Le premier essor des études géologiques révélait un grand nombre d'orientations de plissements. ÉLIE DE BEAUMONT [15] crut pouvoir les grouper suivant un système, qui assimilait la lithosphère à un *dodécaèdre pentagonal*. Le *réseau pentagonal* tracé ainsi à la surface du globe pouvait offrir des éléments correspondant à peu près à toutes les orientations. Ce système géométrique a dû être abandonné, quand les progrès des études géologiques ont montré que les plissements ne correspondaient nullement à des fragments d'arcs de grands cercles.

On doit à Lowthian GREEN [16] une comparaison qui répond mieux aux réalités géographiques. La terre est assimilée à un *tétraèdre* à faces courbes.



rie du relief (voisinage des montagnes et des grandes profondeurs).

La prédominance des saillies continentales dans l'hémisphère Nord et des dépressions océaniques dans l'hémisphère Sud est un indice de symétrie indiscutable; les antipodes des continents sont des océans. Les trois grands fuseaux continentaux s'effilant en pointe vers le Sud, correspondent aux trois arêtes du tétraèdre, tandis qu'entre eux s'intercalent des dépressions océaniques correspondant à trois faces. Le pôle Sud où les dernières explorations ont démontré l'existence d'un continent, peut représenter un sommet, l'océan Arctique la face opposée. L'obliquité des fuseaux continentaux, dont la pointe Sud est déjetée vers l'Est, s'expliquerait par un mouvement de torsion, résultant de vitesses inégales de rotation au moment où la solidification du globe n'était pas achevée. La dépression méditerranéenne serait due à une fracture déterminée par cette torsion. L'expérience montre que la forme tétraédrique est celle vers laquelle tend une sphère qui se contracte sous une pression uniforme quand on y fait le vide. MICHEL-LÉVY [18] et Marcel BERTRAND [19] ont essayé de donner plus de précision à la théorie, mais on a justement contesté la légitimité des systèmes qui groupent dans le même alignement les plis alpins et les fractures de l'Afrique orientale.

Rapport des inégalités du relief avec les anomalies de la pesanteur. — Si l'on peut discuter encore sur le groupement des accidents principaux

que présente la surface de la lithosphère, on ne peut plus douter que ces accidents ne soient réellement en rapport avec des inégalités de composition de l'écorce terrestre. Bien qu'il s'agisse ici de recherches très délicates relevant par leur technique de la physique plus que de la géographie, il n'est pas permis au géographe d'ignorer les résultats précis auxquels elles

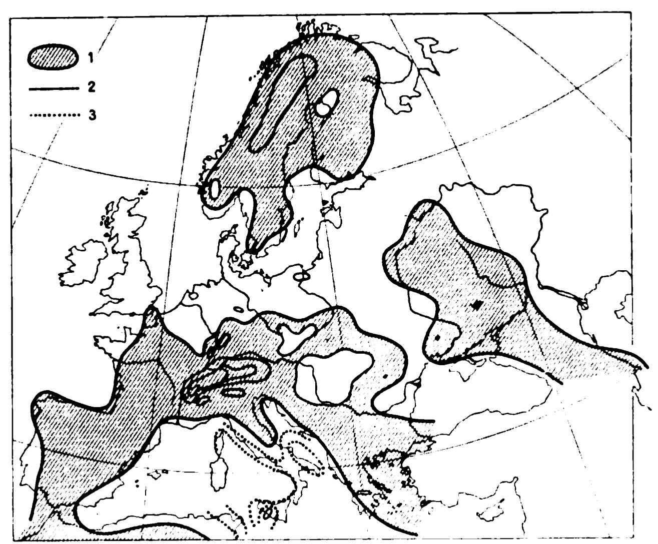


Fig. 37. — Anomalies de la pesanteur en Europe, d'après G. Costanzi [40].
1. Régions d'anomalie négative; 2. Courbes d'égale anomalie négative; 3. Courbes d'égale anomalie positive.

ont conduit, étant donné l'orientation qu'elles peuvent imprimer à l'explication des grandes inégalités de la lithosphère [38-39].

Les mesures de l'intensité de la pesanteur se sont multipliées depuis 10 ans non seulement à la surface des continents, mais même sur les mers (cf. chap. II, p. 34). L'ensemble de ces mesures confirme l'hypothèse émise il y a plus de cinquante ans par le géodésien Pratt, suivant laquelle la densité de l'écorce terrestre est plus forte dans les dépressions que dans les saillies de la surface de la lithosphère. La pesanteur présente en moyenne des anomalies positives à la surface des océans, négatives à la surface des continents. En Europe on voit nettement que les régions de plissements alpins et les massifs anciens récemment soulevés comme la Scandinavie sont le lieu d'anomalies négatives et correspondent à une partie de la croûte terrestre moins condensée (fig. 37). Sur les océans eux-mêmes la pesanteur n'est pas uniforme, mais présente des anomalies assez grandes au voisinage des fosses profondes comme la fosse du Tonga dans le Pacifique [Hecker, 39]. Il y a donc une sorte de *compensation*, qui tend à assurer aux formes générales du relief une certaine stabilité. Mais la compensation n'est en réalité jamais parfaite; et les études de détail montrent de plus en plus que les anomalies n'ont jamais la valeur ni même toujours le sens qu'on attendrait. Aussi ne saurait-on s'étonner que la croûte terrestre soit affectée encore de mouvements, dont les tremblements de terre sont la conséquence.

Niveau des mers. — Les caractères les plus importants de l'hydrosphère résultent de sa fluidité, qui lui permet d'obéir à toutes les impulsions capables d'amener un déplacement relatif de ses molécules. L'action la plus générale à laquelle elle soit soumise est celle de la pesanteur. C'est elle qui concentre les eaux dans les parties déprimées de la surface de la lithosphère et donne à leur surface libre une forme définie par la condition d'être partout perpendiculaire à la verticale. Cette surface a une grande importance géographique; c'est le niveau, supposé fixe, auquel se rapportent toutes les mesures de hauteur et de profondeur, c'est le plan qui détermine la position de la plateforme littorale.

L'extension des mers l'emportant de beaucoup sur celle des terres, il en résulte que tous les océans communiquent ensemble. La surface des mers doit donc représenter un niveau constant sur toute l'étendue du globe. C'est ce qui se vérifie de plus en plus, contrairement aux suppositions déduites autrefois de mesures fautives.

On comprendra facilement qu'on ait pu se tromper si l'on songe aux difficultés du problème. Pour connaître le niveau moyen de la mer en un point déterminé, il faut éliminer les variations temporaires dues au vent ou aux marées. Dans une mer peu profonde, comme la Baltique, le vent peut produire une dénivellation de plusieurs décimètres. L'amplitude verticale des marées atteint dans les cas extrêmes jusqu'à 15 m. Cette amplitude varie d'un jour à l'autre suivant la position relative du soleil et de la lune, dont les attractions combinées produisent le phénomène. Ce n'est qu'au bout de 18 ans que toutes les valeurs possibles sont connues et qu'on peut faire une moyenne. Une fois le niveau moyen déterminé en deux points situés au bord de deux mers, on doit les relier par un nivellement de haute précision, en déterminant de proche en proche la différence d'altitude de points très rapprochés à la surface du continent. La moindre erreur systématique ou instrumentale, répétée un très grand nombre de fois, conduit à des résultats notablement inexacts.

Le nivellement de Bourdaloue accusait une différence de niveau de 110 cm. entre Marseille et Brest. LALLEMAND [24] a montré qu'une erreur systématique avait vicié l'opération. Les résultats du nouveau nivellement général de la France montrent que la différence moyenne entre les ports atlantiques et les ports méditerranéens n'est que de 7 mm. 5.

Un nivellement conduit à travers les États-Unis, de l'Atlantique au Pacifique, n'a accusé qu'une différence de 19 cm., résultat qui reste dans la limite de l'erreur possible, vu la longueur du cheminement.

Pour apprécier l'importance géographique de l'équilibre du niveau des mers, il suffit de supposer que cet équilibre soit compromis, que le niveau s'abaisse ou s'élève. La répartition des terres et des mers serait changée, la zone de la plateforme littorale déplacée, élargie ou réduite. Le travail des cours d'eau qui sculptent le relief des continents serait arrêté ou stimulé. Des formes nouvelles se développeraient, par alluvionnement dans le cas d'une montée des eaux marines, par érosion et approfondissement des

vallées dans le cas contraire. De pareils changements paraissent s'être réellement produits au cours des périodes géologiques. Lorsque les inégalités de la lithosphère sont réduites, la masse des eaux océaniques restant la même, l'extension des mers doit être plus grande; elle diminue au contraire dans le cas où la surface de la lithosphère est plus disloquée, car les fosses océaniques sont plus profondes. L'attraction des continents atténue il est vrai quelque peu ces contrastes.

L'accumulation des sédiments sur la plateforme littorale tend d'une part à refouler la mer, mais, par l'augmentation de la masse du continent sur la côte, attire l'océan pour une valeur au moins égale [PENCK, 25].

La formation de grandes calottes glaciaires a aussi une influence sur le niveau des mers. On a calculé que les glaciers quaternaires, qui couvraient tout le Nord de l'Europe et de l'Amérique, ont déterminé autour d'eux un soulèvement du niveau de la mer sensible jusqu'au 40e parallèle [DRYGALSKI, 26]. Il serait intéressant de vérifier par des mesures de pendule l'existence actuelle d'un phénomène analogue au Pôle Sud, qui est occupé par une immense calotte glaciaire continentale.

Enfin il est possible que le volume même de la masse liquide n'ait pas été toujours constant. La lithosphère contient, de même que l'atmosphère, une assez grande quantité d'eau, dont la proportion a pu n'être pas toujours la même.

Mouvements actuels de l'hydrosphère. — Si le volume et l'extension de l'hydrosphère ont pu varier, ses propriétés physiques ont dû toujours être les mêmes. Son extrême mobilité est celle qui frappe le plus actuellement. Les mouvements complexes qui l'agitent sont dus à des influences mécaniques et thermiques, les unes d'origine cosmique, les autres de caractère plutôt géographique.

L'attraction combinée du Soleil et de la Lune est la cause des marées, qui jouent un si grand rôle sur les côtes basses des océans. Dans la baie du Mont Saint-Michel, l'amplitude verticale atteint 15 m., la distance entre la haute et la basse mer 20 km. L'amplitude verticale est encore plus grande (18 m.) dans la baie de Fundy (Nouvelle Écosse). C'est à de fortes marées accompagnées de tempêtes que furent dus tous les ravages de côtes plates en Hollande.

Les vagues sont des mouvements rythmiques dus au frottement du vent sur la surface liquide. Comme les courants de marée, elles sont un phénomène superficiel. L'agitation des grandes tempêtes ne se fait pas sentir à plus de 30 m. de profondeur.

Les courants marins sont des mouvements d'ensemble, qui brassent les masses océaniques. Mais leur plus grande vitesse est toujours près de la surface. Le *Gulf Stream*, le courant des Antilles, qui sont parmi les mieux connus et les plus puissants de ces fleuves marins, ne sont sensibles que jusqu'à 500 m. de profondeur au plus. On soupçonne l'existence de grands courants de fond, mais si lents

qu'il rentrent plutôt dans la catégorie des courants de convection. La circulation océanique qui nous est connue est toute superficielle, elle ne dépasse pas la profondeur de la zone de la plateforme continentale. De là son importance géographique, et l'influence qu'elle exerce notamment sur le climat en amenant à la surface des eaux anormalement chaudes ou froides.

La vie de la lithosphère. Magnétisme terrestre. — Si la vie de l'hydrosphère est évidente, celle de la lithosphère semble au premier abord difficile à saisir. Nous savons cependant que le globe terrestre est une source d'énergies physiques, dont les variations sont connues et mesurées exactement.

L'énergie magnétique agissant sur l'aiguille aimantée était utilisée pour l'orientation à l'aide de la boussole, bien avant qu'on eût soupçonné ses variations. La chaleur interne a été reconnue dès qu'on a creusé des mines assez profondes.

L'aiguille aimantée, libre d'osciller dans n'importe quel sens, se montre soumise à deux forces, la première, appelée *inclinaison*, la fait pointer vers le sol. la seconde nommée *déclinaison* l'oriente suivant une direction se rapprochant plus ou moins du N.-S. La connaissance de la *déclinaison* a un intérêt pratique facile à comprendre pour le géographe, le topographe et l'explorateur. Les observations magnétiques sont assez étendues pour qu'on ait pu dresser des cartes générales indiquant cette valeur par des lignes, dites *isogones*, joignant les points où la déclinaison est la même [29].

Les cartes magnétiques n'ont malheureusement qu'une valeur temporaire, la déclinaison variant d'une année à l'autre [36]. A Paris, la variation annuelle est de 7'; en 1810, la déclinaison était de 20°; en 1700, elle était de — 6°; en 1663, elle était nulle.

On doit encore remarquer que les cartes magnétiques présentent un tracé généralisé des isogones; elles ne peuvent donner idée des perturbations locales, qui sont parfois considérables au voisinage de certaines roches riches en magnétite. Les levés magnétiques détaillés faits dans l'Europe Occidentale ont montré qu'il y a des lignes générales de perturbation, en relation évidente avec la géologie. On peut seulement discuter pour savoir si cette influence du sous-sol est due aux différences de composition des terrains ou aux dislocations tectoniques [NAUMANN, 30]. La première explication peut seule rendre compte des anomalies de détail constatées en Suède et en Allemagne dans le Harz; — mais l'influence des directions hercyniennes est évidente dans les cartes magnétiques dressées pour la France et l'Angleterre [31].

Chaleur interne. — La connaissance du magnétisme terrestre n'a en somme pour la géographie qu'un intérêt pratique. La chaleur terrestre est une manifestation plus importante de l'activité de la lithosphère. Il est probable qu'aucune vie ne serait possible à la surface du globe terrestre s'il était dépourvu d'énergie thermique propre.

Les variations saisonnales de la chaleur solaire, très fortes à la surface du sol, ne se font pas sentir en moyenne à plus de vingt mètres de profondeur. Au delà de cette couche à température constante, la chaleur augmente progressivement. Les températures élevées, qu'on s'attendait à rencontrer, ont fait hésiter quelque temps devant le percement de massifs élevés comme le St-Gothard; on sait à quel point les travaux du tunnel du Simplon ont été gênés par la chaleur atteignant 60°. L'étude de l'accroissement de la température avec la profondeur a pu, grâce au développement de l'industrie minière au XIX[e] siècle, être poussée assez loin. Il existe actuellement plus de dix puits dépassant 1 000 m.; celui de Paruschovitz à Rybnik (Haute-Silésie) va jusqu'à 2 003 m.

On a donné le nom de *degré géothermique* à la profondeur qu'il faut atteindre pour constater un accroissement de température de 1°. L'observation montre qu'il dépend de la nature des roches traversées, s'élève au voisinage de la mer (jusqu'à 100 m. en Angleterre), s'abaisse considérablement au voisinage des centres éruptifs, même actuellement éteints (14 m. dans la Limagne). Sa valeur moyenne est d'environ 40 m. Si l'on suppose que la chaleur continue à croître suivant la même loi vers le centre de la terre, on trouve qu'à 60 kilomètres de profondeur tous les corps connus doivent être à l'état liquide ou gazeux. La Terre serait donc formée d'un noyau incandescent, qu'entoure une croûte solide relativement peu épaisse.

Cette hypothèse, longtemps admise comme vraie, est liée à la théorie de l'origine du système solaire de Laplace, suivant laquelle ce système est sorti d'une nébuleuse semblable à celles que nous observons dans le ciel. La Terre, de même que les autres planètes, aurait d'abord été un globe incandescent, avant de se couvrir d'une pellicule solide due au refroidissement de sa surface. Cette conception permettait aux géologues d'expliquer aisément l'origine de certaines roches et la formation des chaînes de montagnes, dues aux ridements de la croûte solide par suite de la contraction du noyau liquide. Cependant l'hypothèse du feu central parait depuis quelque temps en défaveur. Le calcul montre en effet que, si la plus grande masse de la Terre était fluide, l'aplatissement des pôles et le renflement de l'équateur dus à la force centrifuge devraient être plus marqués. Il devrait même y avoir des marées de cette masse fluide interne, qui se feraient sentir par des déformations périodiques de la surface. En outre, la densité moyenne de la Terre étant égale à 5, comme la grande majorité des roches connues à la surface n'approche pas de cette valeur, il faut admettre que le centre de la Terre est plus dense que sa périphérie.

D'après W. Thomson [21], qui a particulièrement attiré l'attention sur ces faits, la plus grande partie de la masse de la Terre serait solide, sauf une partie superficielle, rendue pratiquement fluide par les hautes températures et la pression d'une pellicule relativement solide. Cette supposition rend compte à la fois des mouvements orogéniques et du volcanisme. L'origine des plissements doit être cherchée en profondeur, dans la zone où les tensions des couches sous pression peuvent être résolues par des mouvements relatifs. Le fait que la complexité des plissements augmente avec la profondeur et que les plis les plus profonds connus témoignent d'une quasi-fluidité des roches (charriages) trouve ainsi son explication (4[e] partie, ch. V).

C'est aussi dans cette zone de tensions prêtes à être résolues qu'il convient de chercher le point de départ des secousses de tremblement de terre. Les observations de plus en plus nombreuses et précises qu'on possède sur les tremblements de terre et les calculs qu'on en peut déduire s'ac-

cordent mieux avec cette théorie qu'avec la conception d'un noyau entièrement liquide [De Montessus, 22]. L'ascension du magma fluide, qui donne les épanchements volcaniques, serait déterminée par la pression exercée par la lithosphère aux points où elle se déforme le plus.

Volcans et tremblements de terre. — La vie de l'intérieur du globe, si mystérieuse qu'elle soit encore pour nous, se révèle par des perturbations violentes qui ne laissent aucun doute sur sa réalité. Volcans et tremblements de terre témoignent d'une réelle activité physique de la lithosphère.

Des catastrophes comme celle du Krakatoa faisant disparaître les 2/3 d'une île de 33 km² et projetant en l'air 18 km³ de débris sont des manifestations imposantes; auxquelles il convient d'ajouter l'incessant travail qui s'opère dans les volcans actifs émettant des fumerolles et faisant entendre des grondements sourds.

Les tressaillements de ce que nous appelons la terre ferme sont plus fréquents que ne le fait croire la rareté relative des secousses paroxysmiques. Les *séismographes*, instruments destinés à enregistrer les tremblements de terre, montrent, même dans les régions où ces phénomènes paraissent inconnus, des perturbations fréquentes. Dans les pays de séismicité aiguë, les désastres produits par les tremblements de terre ne se comptent plus. Au Japon, dans l'Italie méridionale, il ne se passe pas d'année sans plusieurs secousses violentes, il n'est pas un homme qui n'en ait éprouvé plusieurs dans sa vie. La vallée du Crati en Calabre a une moyenne de 86 secousses par an. On peut dire qu'on y est sûr de voir un tremblement de terre, à quelque époque de l'année qu'on s'y arrête.

Les changements imprimés à la surface par les actions volcaniques et séismiques ne sont pas cependant en rapport avec l'impression que fait leur violence tapageuse et destructrice. Le tremblement de terre qui ruina San-Francisco en 1905 n'a laissé comme traces sur le relief du sol qu'une fissure dont les lèvres se sont déplacées horizontalement de 2 à 3 mètres et verticalement de 1 m. 60 au maximum. Dans les montagnes de l'Italie méridionale, les secousses séismiques déterminent souvent des éboulements désastreux tels que celui de Faenza, qui, en 1899, précipitait 230 000 m³ de marnes dans le Semine. Mais ces bouleversements ne se produisent que là où l'érosion a préparé la voie.

Transformations superficielles par les forces externes. — Ce sont les mouvements de l'atmosphère et de l'hydrosphère qui sont la source de l'énergie employée à ces transformations, plus modestes en appa-

rence que celles dues à l'activité interne, mais au moins aussi importantes, grâce à leur continuité.

L'exemple le plus frappant est celui des dunes et sables mouvants qui obéissent à l'impulsion des mouvements de l'atmosphère. La direction du vent règle la forme et le sens du déplacement des dunes, plus ou moins rapide suivant leurs dimensions. Les dunes de Gascogne, pendant la période qui suivit le déboisement aux XVI[e] et XVII[e] siècles, se déplaçaient de 10 mètres par an. Le reboisement qui a arrêté leur marche n'est venu qu'après l'engloutissement de nombreux villages, dont les clochers seuls apparaissent actuellement.

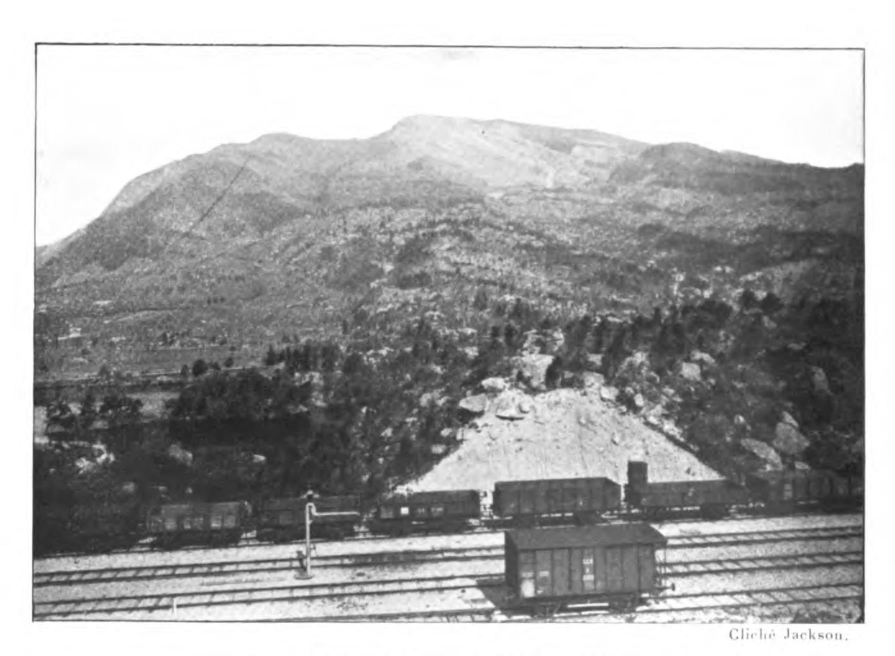
Moins frappant peut-être, le travail d'érosion des rivières et des glaciers est plus important par sa généralité. Il a d'ailleurs, lui aussi, ses périodes de paroxysmes, où les remaniements du relief peuvent être assez soudains et brutaux pour menacer la vie humaine. C'est dans les régions montagneuses qu'il faut aller pour assister à ces catastrophes qui sont des faits aussi communs que les tremblements de terre. Pour l'habitant des Alpes menacé par les torrents, les éboulements, les avalanches, les débâcles glaciaires, la montagne est aussi vivante que la mer pour le marin (v. planches I et II).

Les glaciers provoquent des catastrophes, soit par l'écroulement de leur extrémité barrant une vallée, soit par l'accumulation des eaux de fonte dans une poche [Rabot, 32]. Le premier cas était celui du glacier du Giétroz qui, en 1818, formait dans la vallée de la Dranse un barrage de 128 mètres de haut, retenant un lac long de 1 km. et profond de 80 mètres dont les 5 000 000 de m^3 se précipitèrent comme une trombe le 16 juin, à la suite de la rupture de la digue. La catastrophe plus récente du Glacier de Tête-Rousse était due au contraire au brusque videment d'une poche intraglaciaire. Les débâcles de torrents sont si fréquentes dans les Alpes qu'elles ont partout des noms locaux. Dans les terrains gypseux et argileux, ce sont souvent de véritables coulées de boue appelées *nant sauvage* dans la vallée de Chamonix, *laves* dans le Dauphiné, *Rufi* dans les Grisons, *Muhren* dans la Suisse allemande [Girardin, 33]. Les avalanches tonnent à chaque printemps sur les pentes des hautes vallées. Les grands éboulements suivent généralement les périodes de pluies qui ont détrempé le sol. Il n'est presque pas une haute vallée dans les Alpes où l'on ne connaisse une catastrophe ayant enseveli un village et causé mort d'hommes. En Norvège, les parois abruptes des fjords sont sujettes à de fréquents éboulements. Le 17 janvier 1905, un pan de montagne du Ravnefjeld s'éboulait dans le lac Loenwand soulevant une vague de 50 mètres de haut, qui noyait 60 personnes



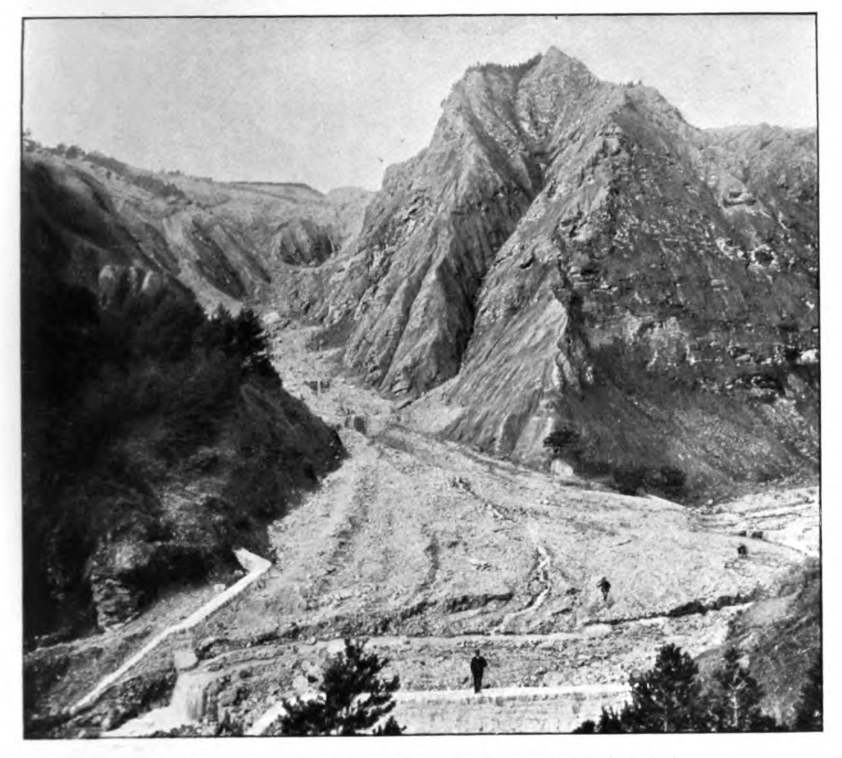
Cliché E. de Martonne.

A. — ÉBOULIS DE LA CLUSE DES HÔPITAUX (JURA)
ayant enseveli la route et le chemin de fer. La raideur des parois calcaires en explique l'origine.

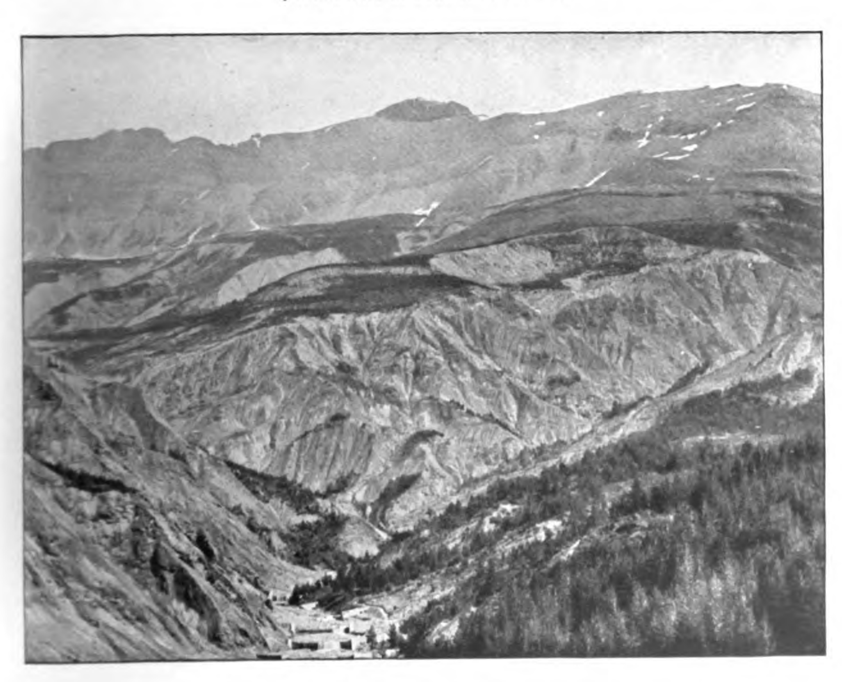


Cliché Jackson.

B. — ÉBOULEMENT DU ROSSBERG (SUISSE).
On suit la marche de l'éboulement depuis son origine marquée par une large blessure faite au flanc de la montagne jusqu'à son extrémité, coupée maintenant en tranchée par le chemin de fer. Un lac s'est formé en arrière. La végétation commence à prendre possession des terrains écroulés.



A. — LAVE TORRENTIELLE DU RIOU BOURDOU (UBAYE).
Les barrages établis dans le lit du torrent sont ensevelis, le cours principal est rejeté de côté par la coulée de boue et de cailloux.



B. — BASSIN DE RÉCEPTION TORRENTIEL DU RIOU BOURDOU.
Remarquer les tassements du terrain, qui semble s'affaisser par paquets, sous l'influence de l'affouillement produit par les torrents.

et jetait un vapeur sur les rives. Pareils phénomènes sont relatés plusieurs fois au XVIII[e] siècle. Le seul été de 1905 voyait les accidents suivants dans les Alpes françaises : débâcle du torrent de la Griaz, le 28 juillet; coulée du Saint-Antoine sur Modane le même jour; avalanche du Velan dans la Dranse, déviant la rivière de 1 500 mètres le 7 août; affaissement de la montagne de Roche-Noire près de Saint-Jean-de-Maurienne; éboulis de la montagne des Trois-Châteaux au-dessus de Pont-en-Royans, le 10 août, etc.

Ces quelques exemples suffiront à donner une idée de l'activité des remaniements de la surface dans les régions de topographie heurtée. Mais, même dans les plaines, la surface du sol n'est pas en repos. Les méandres des grands fleuves se déplacent lentement, mais parfois une boucle est brusquement coupée à la suite d'une crue. Les levés détaillés du cours du Mississipi, faits en 1881 et 1894, ont révélé un grand nombre de changements de ce genre. Depuis que ce fleuve est connu, on a observé 15 cas de *cut-off* (méandre recoupé d'un seul coup) accompagnés de ravages des rives [BROWN, 34]. L'alluvionnement des grands fleuves peut d'ailleurs se mesurer aux progrès des deltas qu'ils forment; nous avons donné déjà une idée de leur avancement rapide.

Complexité de la vie superficielle du globe terrestre. — La vie physique de l'élément solide ou lithosphère n'est donc pas moins sensible que celle de l'atmosphère et de l'hydrosphère et se manifeste aussi particulièrement dans cette zone de contact des éléments qui est le domaine des recherches géographiques. Cette zone de contact est aussi une zone de pénétration et de réaction réciproque des éléments.

L'atmosphère n'est pure nulle part au voisinage du sol. Elle est toujours plus ou moins chargée de poussières d'origine continentale, qui parfois se précipitent en pluie rouge ou jaune. Les glaciers des Alpes et des régions polaires enregistrent dans leurs strates de glaces les chutes de poussières atmosphériques. L'eau qui s'évapore constamment de la surface des océans et des régions continentales humides apporte dans les couches inférieures de l'atmosphère un élément de troubles et de perturbations incessantes.

Il est aussi impossible de considérer à part l'hydrosphère que l'atmosphère. Nous avons vu comment les éléments liquide et solide se pénètrent dans la zone de la plate-forme littorale, où la vie physique prend le caractère d'une sorte de lutte incessante entre l'océan et la terre ferme. La mer démolit ses rivages, mais en se chargeant de débris solides, qui se déposent constamment et sont de futurs conti-

nents, tandis que les fleuves lui apportent des masses énormes de sédiments et la font reculer devant leurs deltas. Même en dehors de la zone littorale, la mer est chargée d'éléments solides. Les sels qu'elle contient en dissolution sont d'origine continentale, comme le prouve la forte salinité des lacs des régions sèches sans écoulement. L'atmosphère pénètre jusqu'au fond des mers; toute vie organique y serait impossible sans la présence d'un peu d'oxygène. Mais c'est surtout sur la surface des océans que se font sentir les actions atmosphériques qui déterminent des perturbations et des ruptures d'équilibre : vagues, tempêtes, courants marins.

La lithosphère elle-même manifeste une activité propre, due à des réserves d'énergie interne, dont la nature nous est mal connue. Mais les changements les plus continus y sont dus à l'action des éléments liquides et gazeux : formation et déplacement des dunes, érosion littorale. érosion continentale. L'eau pénétrant partout dans le sol décompose les roches les plus dures; ruisselant à leur surface et s'écoulant par des voies déterminées, elle creuse, déblaie, transporte.

La complexité de la vie physique du globe est la condition même de toute vie organique. Pas de végétation sans la pénétration constante de l'eau et même de l'air dans le sol. Pas de vie dans les océans sans les sels et les gaz en dissolution dans l'eau de mer. D'autre part les organismes eux-mêmes contribuent aux changements incessants du monde physique. Les sédiments qui se déposent dans les grandes profondeurs océaniques sont la plupart d'origine organique : carapaces de diatomées, foraminifères, etc. Les polypiers construisent des édifices sans cesse détruits par les vagues, mais qui finissent par former des îles de formes très particulières : atols, récifs-barrières. Les palétuviers fixent les vases et sables côtiers et contribuent à hâter les progrès des atterrissements sur les côtes de la zone tropicale.

La géographie physique n'est donc pas séparable de la géographie biologique. Il est même difficile d'étudier séparément les trois éléments. Cependant cette distinction est nécessaire pour sérier les questions. Si l'on se fonde sur la complexité croissante des phénomènes envisagés, il semble naturel d'envisager d'abord la vie de l'atmosphère, puis celle de l'hydrosphère et celle de la lithosphère. Nous étudierons donc la climatologie générale, l'hydrographie et enfin la morphologie terrestre, en y ajoutant des principes de biogéographie.

---

1. — RATZEL. Die Erde und das Leben, T. I. Leipzig, 1901.
2. — ARRHENIUS (SVANTE A.). Lehrbuch der kosmischen Physik. Leipzig, 1903, 2 vol. in-8. (Cf. Les oscillations séculaires de la température à la surface du globe. *Rev. gén. d. Sc.*, X, 1899, p. 337-342.)
3. — RITTER (K.). Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie. Berlin, 1832 (trad. fr., 1851).
4. — PENCK (A.). Morphologie der Erdoberfläche. I, 1894. (Contient tous les calculs sur la proportion des terres et des mers avec bibliographie, p. 95-192.)
5. — *Id.* Die Pole der Landoberfläche. *G. Z.*, 1899, p. 121-126.
6. — HEIDERICH. Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche. *G. Ab.*, V, 1891, p. 69.
7. — HAHN (F. G.). Zur Geschichte der Grenze zwischen Europa und Asien. *M. Ver. für Erdkunde.* Leipzig, 1881, p. 83 (bibliographie).
8. — HUMBOLDT (A. von). Versuch die mittlere Höhe der Kontinente zu bestimmen. *An. der Physik und Chemie*, LVIII, 1842, p. 407 (Cf. Kosmos, I, p. 313).
9. — MURRAY (J.). On the height of the lands and the depth of the Ocean *Scot. G. Mag.*, IV, 1881, p. 1 (mesures anglaises converties par PENCK, Morphologie, I, p. 141; cf. LAPPARENT, Traité de Géologie, I, p. 63).
10. — LAPPARENT (A. de). Leçons de Géographie physique. 3e éd., 1907 (Chap. II, Le relief de l'écorce terrestre).

11. — LEMESNIL (H.). Note sur le cap de la Hève. *Bul. Soc. Géol. de Normandie*, XXIV, 1904, p. 87-95, pl. 1 (carte au 14000e) et 2.
12. — *Royal commission on Coast Erosion.* First Report of the Royal Commission appointed to enquire into and to report on certain questions affecting coast erosion and the reclamation of tidal lands in the United Kingdom, Londres, 1907, 2 vol. in-4°, 504 et 516 p.
13. — CREDNER (R.). Die Deltas. *P. M.*, *Erg.* n° 56, 1878.
14. — ARLDT (Th.). Die Gestalt der Erde. *Beiträge zur Geophysik*, VII, 1905, p. 283-326 (bibliographie très complète).
15. — BEAUMONT (É. de). Notice sur les systèmes de montagne. Paris, 1852, 3 vol. in-18, 5 cartes.
16. — LOWTHIAN GREEN. Vestiges of the molten globe as exhibited by the earth volcanic action and physiography, T. I. London, 1875.
17. — GREGORY (J. W.). The plan of the earth and its causes. *G. J.*, XIII, 1899, p. 225-251 (Reprend l'idée de Green).
18. — MICHEL-LÉVY (A.). Sur la coordination et la répartition des fractures et des effondrements de l'écorce terrestre en relation avec les épanchements volcaniques. *Bul. Soc. Géol. Fr.* (3), XXVI, 1898, p. 105-121, 1 pl.
19. — BERTRAND (M.). Déformation tétraédrique de la terre. *CR. Ac. Sc.*, CXXX, 1900, p. 449 et 619.
20. — LALLEMAND. Relation de la figure du globe avec la distribution des volcans et tremblements de terre. *CR. Congrès intern. G. Washington*, 1905, p. 465.
21. — THOMSON (W.). The internal condition of the earth, as to temperature fluidity and rigidity. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, VI, 1882, p. 38-49.
22. — MONTESSUS DE BALLORE (F. de). Les tremblements de terre et les systèmes de déformation tétraédrique de l'écorce terrestre. *A. d. G.*, 1906, p. 1.
23. — MONTESSUS DE BALLORE (F. de). Les tremblements de terre, Géographie séismologique, in-8°, 475 p., 3 pl. Paris, 1906 (cf. La science séismologique, Paris, 1907, in-8°, 579 p., 30 pl.).
24. — LALLEMAND (Ch.) Le nivellement général de la France, ses progrès de 1899 à 1908. *C. R. IXe Congr. Intern. G.* 1908, II p. 33-51. (Cf. du même auteur, Rapports sur les nivellements de précision présentés à chaque réunion de la Conférence géodésique internationale.)

25. — PENCK (A.). Schwankungen des Meeresspiegels. *Jber. G. Ges. München*, VII, 1881, p. 47.
26. — DRYGALSKI (E. von). Die Geoiddeformation der Eiszeit. *Z. Ges. für Erdkunde Berlin*, XXII, 1887, p. 169 (cf. WOODWARD. On the form and position of the sea level. *Bul. U. S. Geol. Surv.*, n° 48. Washington, 1880).

27. — BERGET (A.). Physique du globe et Météorologie. Paris, 1904, in-8°, 354 p., 14 pl. (élémentaire).
28. — GÜNTHER (S). Handbuch der Geophysik. 2e éd. Stuttgart, 1897-1899, 2 vol. in-8°, 648 et XIV + 1009 p., 157 et 230 fig.
29. — NEUMAYER (G.). Atlas des Erdmagnetismus (Berghaus Physikalischer Atlas, 4te Abteilung). Gotha, 1891.
30. — NAUMANN (E.). Geotektonik und Erdmagnetismus. (*Verh. 12 ten D. G. Tages*, 1897, p. 142-166 (Cf. Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde. Stuttgart, 1887).
31. — CARLHEIM-GYLLENSKJÖLD. Détermination des éléments magnétiques dans la Suède méridionale. *K. Vetenskaps Ak. Handlingar*. Stockholm, 1889 et 1895. — MOUREAUX. Réseau magnétique de la France. *An. Bur. centr. Mét.*, 1898, I, p. B, 57-104, 8 cartes; 1901, I, p. B, 81-116, 9 cartes.

32. — RABOT (Ch.). Les débâcles glaciaires. *Bul. G. historique et descriptive*, 1905, p. 413-465 (cf. Glacial reservoirs and their outburst, *G. J.*, XXV, 1905).
33. — GIRARDIN (P.). Les phénomènes actuels et les modifications du modelé de la Haute-Maurienne, *La G.*, XII, 1905, p. 1.
34. — BROWN (R. M.). The Mississippi River from Cape Girardeau to the head of the passes. *Bul. Amer. G. Soc.*, 1902-1903, p. 20.

35. — BALDIT (A.). Sur la répartition des terres et des mers à la surface du globe. *An. Bur. C. Mét. Fr.* Mémoires, 1906 p. 25-82.
36. — FRITSCHE (H.). Atlas des Erdmagnetismus für die Epochen 1600, 1700, 1780, 1842, 1905, in-f°, 26 pl., Riga, 1903.
37. — RUDZKI (M. P.). Physik der Erde, in-8°, 584 p., Leipzig, 1911.
38. — DE LAPPARENT (A.). Sur la signification géologique des anomalies de la gravité. *CR. Ac. Sc.*, CXXXVII, 1903, p. 827-831.
39. — HECKER (O.). Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittelung der Massenverteilung in der Erdkruste. *Z. Ges. f. Erdkunde Berlin*, 1909, p. 361-378, pl. 4-6. Cf. Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean. *Veröff. Pr. Geodätischen. Inst.*, n° 11, 1903, et Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen und Grossen Ozean, *ibidem*, n° 16, 1908.
40. — COSTANZI (Giulio). La distribuzione della gravità in Europa spezialmente in relazioni coi sollevamenti montuosi. *Riv. di Fisica*, Pavia, XI, 1910, carte.

DEUXIÈME PARTIE

LE CLIMAT

DEUXIÈME PARTIE

LE CLIMAT

CHAPITRE PREMIER

LES FACTEURS DU CLIMAT

Qu'est-ce que le climat? — On a défini le climat « l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un point de la surface terrestre » [Hann, 8]. Trois points sont à retenir dans cette définition :

1° Il s'agit de l'état de l'atmosphère *en un point de la surface terrestre*. C'est dire que la climatologie s'occupe spécialement de cette zone de contact de l'atmosphère avec le globe solide et liquide, qui nous a paru être par essence le domaine d'observation du géographe. Entre la climatologie et la météorologie, les relations sont donc à peu près les mêmes qu'entre la géologie et la morphologie terrestre. Mais il serait aussi vain dans un cas que dans l'autre de vouloir établir une séparation nette. Car, si l'étude du sous-sol est souvent indispensable pour comprendre l'allure du relief superficiel, la cause des phénomènes climatiques les plus importants doit être cherchée au delà de la zone de contact avec la surface terrestre dans les couches élevées de l'atmosphère.

2° Il s'agit de l'*état moyen* de l'atmosphère. Les phénomènes climatiques variant continuellement, la climatologie est fondée sur l'étude de *moyennes*, déduites d'observations poursuivies assez longtemps. C'est ainsi que l'on pourra dire à la fois « le temps a été très froid ici cet hiver », et « le climat n'est pas froid ici en hiver ». Néanmoins nous verrons qu'il peut y avoir intérêt à étudier dans certains



cas les types de temps, les moyennes climatiques étant établies suivant les cadres fixes du calendrier, qui correspondent rarement à des périodes de temps chaud ou froid, pluvieux ou sec (chap. VIII).

3° Le climat est un *ensemble de phénomènes* qui se tiennent. Température, vent, humidité, pluie, sont dans une corrélation étroite et donnent à chaque pays une physionomie reflétée fidèlement par la végétation. La climatologie doit chercher à reconnaître et à mettre en lumière ces relations complexes. Il y a là encore une différence avec la météorologie proprement dite, qui prend à part chaque phénomène pour tâcher d'en ramener les lois à des lois physiques expérimentales susceptibles d'être exprimées par des formules mathématiques. Cette distinction devrait être toujours observée dans les études de géographie régionale, où il s'agit surtout de marquer le groupement des phénomènes climatiques. Elle ne peut être aussi nette dans les études de géographie générale. Il est nécessaire d'isoler les divers éléments du climat, afin d'en bien comprendre la nature, avant de voir comment ils peuvent se combiner.

On peut diviser les éléments du climat en trois groupes d'après les propriétés physiques de l'atmosphère :

Une des propriétés les plus importantes de l'enveloppe aérienne de notre globe est de retenir la chaleur solaire, d'où résulte la nécessité d'étudier la *température de l'air*.

Une autre est de se raréfier en hauteur, les couches les plus denses étant naturellement les plus basses. Mais la loi de cette raréfaction n'est pas partout la même et des masses d'air de densité différente se trouvent en contact à toutes les altitudes, d'où résultent forcément des mouvements de l'air. Ainsi l'étude de la densité ou *pression atmosphérique* et celle des *vents* doivent être menées de front.

Enfin l'atmosphère contient une certaine quantité de vapeur d'eau. Elle en absorbe constamment, grâce à l'évaporation des surfaces liquides, et s'en débarrasse en formant des nuages qui se précipitent en pluies. Il y a donc un troisième groupe de faits climatiques dont l'étude gagne à être menée de front : *évaporation*, *humidité atmosphérique*, *nébulosité* et *précipitations*.

Conditions générales de l'étude des faits climatiques. — Il est utile d'être renseigné sur les procédés par lesquels on arrive à connaître les éléments du climat. Les conditions des observations et des calculs météorologiques doivent être connues du géographe.

Tous, ou presque tous les phénomènes météorologiques (sauf la nébulosité et parfois le vent), sont observés à l'aide d'instruments de physique. On doit se pénétrer de cette vérité qu'aucun instrument, si soigneusement

construit soit-il, ne peut être considéré comme exact. Mais tout instrument peut être utilisé si son erreur est constante et a été déterminée depuis peu de temps. On ne doit donc emporter en voyage que des instruments collationnés dans un observatoire avec les instrument types. Cette comparaison doit être répétée le plus souvent possible.

Il y a deux espèces d'instruments : les uns rendant sensible le phénomène sans laisser de traces de ses variations, les autres enregistrant ses variations. Les premiers sont les plus précis, mais ils exigent un observateur attentif présent à des heures fixes. Les seconds n'exigent pas la même assiduité et donnent avec plus de détails, mais moins de précision, la marche du phénomène. On construit maintenant des enregistreurs pour l'étude de presque tous les faits météorologiques (fig. 38). Les variations sont exprimées par les oscillations d'un levier, dont l'extrémité, munie

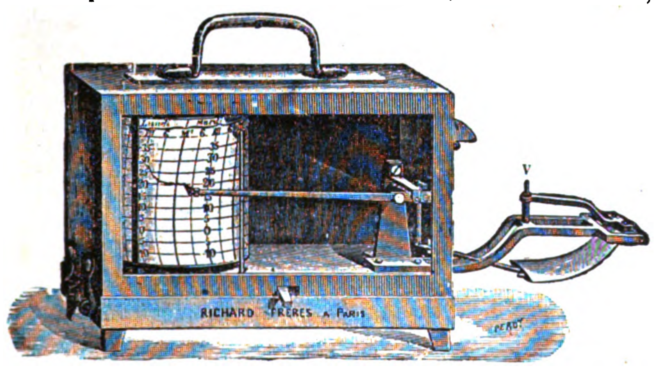


Fig. 38. — Thermomètre enregistreur
(fig. extraite de Angot, *Instructions météorologiques*, Gauthier-Villars, édit.).

d'une pointe traçante, touche la surface d'un cylindre animé par un mouvement d'horlogerie. Les oscillations du levier sont traduites ainsi par une courbe continue imprimée sur une feuille de papier enroulée autour du cylindre, où l'on a tracé un réseau d'ordonnées correspondant aux divisions du temps et aux degrés de l'instrument. Il y a lieu de vérifier pour tout instrument de ce genre le mouvement d'horlogerie et la valeur de l'échelle.

Les moyennes. — La climatologie se sert de moyennes. La variation de presque tous les phénomènes météorologiques étant continue, les moyennes théoriquement les plus exactes sont dérivées des enregistreurs. Cependant on peut obtenir en pratique des moyennes très suffisantes, en faisant la moyenne arithmétique d'observations effectuées à des heures fixes convenablement choisies. A défaut de 24 observations horaires, on se contente généralement de 3 observations par jour : à huit heures du matin, une heure et huit heures du soir.

Il y a deux sortes de moyennes qu'il ne faut pas confondre : les *moyennes* ***vraies*** sont celles qui expriment la valeur moyenne autour de laquelle a oscillé un phénomène pendant un temps donné. La *moyenne diurne* d'un phénomène dont les variations sont exprimées par la courbe ABC (fig. 39) n'est autre que la hauteur FD du rectangle FDEG, dont la surface égale ABCED. Des moyennes diurnes se déduisent les *moyennes mensuelles* et les *moyennes*

annuelles. Toute moyenne annuelle est de même la moyenne d'un certain nombre de moyennes annuelles *consécutives.* L'emploi d'années consécutives est indispensable, vu les oscillations que peut présenter le climat. La même raison exige qu'on n'utilise, pour dresser la carte d'un phénomène météorologique quelconque dans un pays, que des observations se rapportant à la même période. Ce serait un leurre que de vouloir tracer, par exemple, les isothermes de la France, en se servant des stations fonctionnant actuellement et de stations où l'on n'a plus fait d'observations depuis cinquante ans.

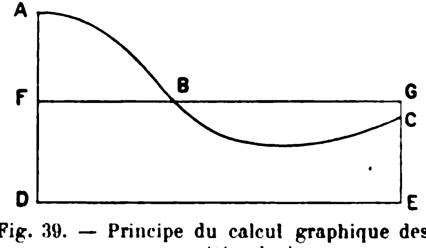


Fig. 39. — Principe du calcul graphique des moyennes météorologiques.

L'usage des moyennes vraies est très étendu en climatologie; elles servent en effet à reconnaître la répartition géographique et la variation annuelle de chaque phénomène. Moins usitées sont les *moyennes horaires*, qui servent à étudier la variation diurne moyenne. Elles sont cependant intéressantes à connaître, dans les pays où l'oscillation diurne des éléments météorologiques est assez forte (pays tropicaux). Une moyenne horaire n'exprime pas la valeur moyenne autour de laquelle a oscillé un phénomène pendant une période de temps continue; elle est la moyenne arithmétique d'un certain nombre d'observations discontinues. La moyenne normale de midi est le résultat des calculs suivants : moyenne arithmétique des observations de midi pendant les 31 jours de janvier 18..; — même moyenne pour les mois de février, mars, etc., 18..; — moyenne annuelle de 18.., déduite des douze moyennes mensuelles; — mêmes opérations pour un certain nombre d'années; — moyenne de toutes ces moyennes annuelles.

État de notre connaissance climatologique du globe. — Ces données sur le calcul des moyennes permettent d'apprécier à sa juste valeur l'état de notre connaissance des climats. Ce n'est que dans les pays pourvus d'observatoires et de services météorologiques fonctionnant depuis plusieurs décades, qu'on peut espérer connaître réellement le climat, c'est-à-dire « l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère ». La carte (fig. 40) montre que l'Europe, l'Amérique du Nord, l'Australie et les colonies anglaises et russes répondent seules à ces desiderata. Aussi ne saurait-on s'étonner que nous ne puissions nous expliquer d'une manière absolument satisfaisante tous les faits.

La météorologie, qui joue par rapport à la climatologie le même rôle explicatif que la géologie par rapport à la morphologie terrestre, est une science toute récente. C'est le XVII[e] siècle qui a vu inventer le thermomètre par GALILÉE (1612), le baromètre par TORRICELLI (1643), mais les premières séries d'observations avec ces instruments datent du XVIII[e] siècle. Ce n'est que dans la seconde moitié du

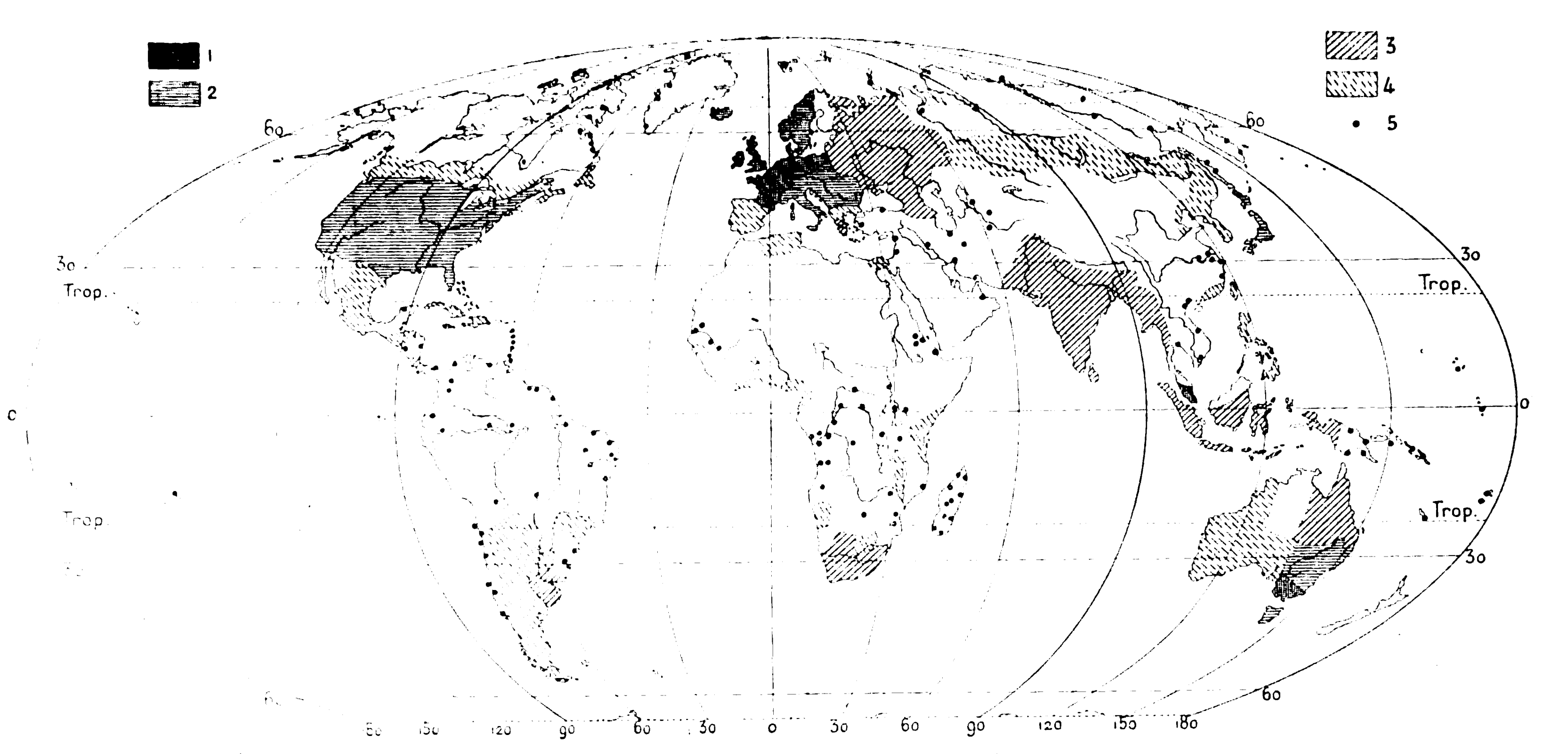


Fig. 40. — État de notre connaissance météorologique du globe, d'après Bartholomew (*Physical Atlas*) et des documents plus récents.

1, pays possédant un réseau météorologique très serré (une station pour 250 km²); — 2, pays assez bien pourvus (une station pour 1000 km²); — 3, une station pour 5000 km² — 4, une station pour 10 000 km²; — 5, stations isolées.

XIX[e] siècle qu'ont été organisés régulièrement des services météorologiques d'Etat, d'abord en France (LE VERRIER, 1855), Angleterre (FITZROY) et Hollande (BUYS-BALLOT), puis successivement dans tous les pays civilisés. L'étude des couches supérieures de l'air, où il semble bien qu'on doive chercher la clef des phénomènes les plus généraux de la circulation atmosphérique, n'a commencé que depuis quelques années avec les ballons sondes et les cerfs-volants. La première théorie rationnelle des vents a été donnée par FERREL en 1856 et, après avoir subi bien des retouches, ne peut être considérée comme entièrement achevée.

Néanmoins le nombre des faits et des lois qui paraissent définitivement acquis est considérable. Pour les bien comprendre, il est nécessaire de sérier les difficultés et d'étudier séparément les trois grands groupes d'éléments du climat : température, pressions et vents, humidité atmosphérique. Mais, auparavant, nous devons examiner les facteurs généraux du climat, dont l'influence se fait sentir sur chacun de ces phénomènes. Ces facteurs sont les uns cosmiques, c'est-à-dire dépendant uniquement de la forme et de la situation de la terre dans le système solaire, les autres géographiques, c'est-à-dire dépendant des contrastes qui s'observent à la surface du globe, au point de vue de la répartition des éléments physiques et biologiques : terres et mers, montagnes et plaines, forêts et déserts.

Facteurs cosmiques du climat, l'énergie solaire. — Le premier facteur du climat est l'énergie solaire. Les rayons du Soleil, parvenant à la Terre après un trajet de 149 000 000 de kilomètres, représentent une force qui se manifeste par des phénomènes divers. Les géographes s'occupent peu des phénomènes lumineux et chimiques. Cependant leur étude donne l'explication de particularités importantes de la vie végétale. Les fonctions d'assimilation ne sont pas les mêmes dans l'obscurité qu'à la lumière; la structure et la physionomie des plantes dépendent donc des conditions d'éclairement.

Les effets thermiques des rayons solaires sont beaucoup plus frappants et plus étudiés. Divers instruments ont été imaginés pour mesurer la chaleur solaire *(actinomètres)*. Le plus connu est l'actinomètre de VIOLLE, composé d'un thermomètre à boule noire placée à l'intérieur d'une sphère vide d'air. Les mesures faites avec ces instruments dans les conditions les plus comparables (ciel sans nuages et très lumineux, pression atmosphérique élevée), ont donné des résultats variant dans la proportion de 1 à 2, comme moyenne de

l'insolation exprimée en calories par minute et unité de surface. Cette donnée, que les physiciens appellent la *constante solaire*, est donc loin d'être fixée. En adoptant comme la plus vraisemblable la valeur 2,54 de Violle, on peut exprimer de façon concrète la valeur de la chaleur reçue par toute la Terre en une année : elle suffirait à fondre une couche de glace enveloppant tout le globe sur une épaisseur de 29 mètres, ou encore à évaporer une couche d'eau de 3 m. 50.

Il est possible que cette valeur ne soit point en réalité une constante. On sait que la surface solaire présente des taches, de position et d'extension variables, qui témoignent d'une circulation tumultueuse dans ce globe de vapeurs incandescentes. D'après LOCKYER [12] les périodes de maximum de taches, marquant un redoublement d'activité de la circulation solaire, sont dans un rapport très net avec les périodes de troubles magnétiques terrestres, les variations de la pluviosité et de la température, comme le montre la figure 41.

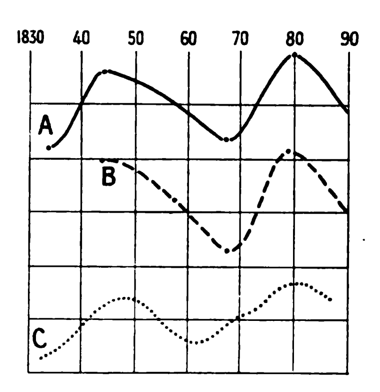


Fig. 41. — Variations comparées des taches solaires (A), de la pluie (B) et du magnétisme terrestre (C), d'après Lockyer.

Distribution de la chaleur solaire. — La chaleur apportée par les rayons solaires est distribuée de façon très inégale sur les différents points du globe et aux différentes périodes de l'année. Par suite de la forme grossièrement ronde du globe de la Terre, la quantité de chaleur reçue sur la même surface va en décroissant de l'équateur au pôle, l'obliquité des rayons augmentant avec la latitude. Si l'on fait intervenir le mouvement autour du Soleil et l'inclinaison de l'écliptique (v. 1re partie, ch. II), on arrive à une division en cinq zones caractérisées par les éléments suivants : durée du jour (D) exprimée en heures, hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon à midi du plus long jour (H), variation annuelle (V), et variation diurne (*v*) de la chaleur.

I. — Zone polaire N., au delà du cercle polaire (63° 1/2 de latitude).
 $H < 23^\circ\ 1/2$ $6 \text{ mois} > D > 24$ h. V, maximum. V, minimum.
II. — Zone tempérée N. (entre 23° 1/2 et 63° 1/2 de latitude).
 $90^\circ > H > 23^\circ\ 1/2$ $24 \text{ h.} > D > 13$ h. 1/4. V et V moyens.
III. — Zone tropicale (entre les deux tropiques, 23° 1/2 N. et 23° 1/2 S.).
 $H = 90^\circ$ $13 \text{ h.} 1/4 > D > 10 \text{ h.} 3/4$. V, minimm. V, maximum.
IV. — Zone tempérée S, comme II.
V. — Zone polaire S, comme I.

Pour bien comprendre ce tableau, il suffit de se rappeler que la quantité de chaleur reçue doit être proportionnelle à la durée du jour et à la hauteur maximum du Soleil au-dessus de l'horizon. Dans la zone tropicale, où le Soleil peut atteindre le zénith, et s'en rapproche sensiblement chaque jour, la quantité de chaleur doit être plus grande et la variation diurne doit être plus forte que partout ailleurs. Mais la durée du jour étant à peu près constante, la variation annuelle sera très faible.

Les deux zones polaires seront forcément les zones les plus froides puisque le Soleil ne peut s'y élever à plus de 23° 1/2 au-dessus de l'horizon. La durée du jour variant de 24 heures à 6 mois, c'est là que la variation annuelle de la chaleur est la plus forte, mais la variation diurne y est très faible. Entre les zones polaires et la zone tropicale s'étendent les zones dites tempérées, parce que toutes les valeurs y sont moyennes : H varie de 90° à 23° 1/2; la durée des jours les plus longs n'atteint nulle part 24 heures; la variation diurne est moins forte, la variation annuelle plus considérable qu'à l'équateur. La figure 42 montre qu'à l'époque du solstice la quantité de chaleur reçue au pôle est plus grande qu'à l'équateur. Cette constatation, d'apparence paradoxale, peut mettre sur la voie de l'explication de certains faits géographiques : si, en effet, l'influence de l'atmosphère atténue le contraste entre l'équateur et le pôle au solstice d'été, il en reste quelque chose et il faut retenir que, dans les hautes latitudes, grâce à la longueur des jours, la quantité de chaleur reçue pendant la belle saison peut être considérable. Cette circonstance explique comment les arbres peuvent végéter dans des pays où la moyenne annuelle est inférieure à 0°, et où le thermomètre descend à — 40°. La rapidité avec laquelle la végétation sort de la neige et se développe en Finlande est un des faits qui frappent le plus l'étranger. La culture des céréales y est rendue possible, comme dans le Nord du Canada, par la longue durée de l'insolation diurne pendant la courte période végétative.

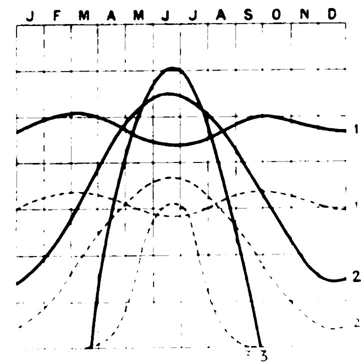


Fig. 42. — Variation annuelle de la chaleur reçue à la limite de l'atmosphère (trait plein) et à la surface du sol (pointillé), d'après Angot (*Traité de Météorologie*).

1 et 1', équateur; 2 et 2', latitude 45°; 3 et 3', pôle.

Influence de l'atmosphère. — Les rayons solaires n'arrivent point directement à la surface de la Terre, comme nous l'avons supposé jusqu'à présent : ils ont à traverser une couche d'air de 30 km. environ d'épaisseur, qui ne laisse passer qu'une portion relativement faible de leur chaleur. Mais si l'atmosphère dérobe à la surface terrestre une partie de la chaleur solaire, elle la protège aussi contre le refroidissement, particulièrement marqué pendant la nuit. Le rôle de l'atmosphère est donc d'amortir les variations de la chaleur à la surface du sol. Par là s'expliquent les conditions climatiques toutes spéciales des hautes montagnes. La couche d'air y étant moins épaisse et moins dense, les variations de la température du sol sont considérables. Ces variations sont la cause principale de la rapide décomposition des roches qui contribue à donner aux sommets alpins leurs formes déchiquetées.

La proportion de chaleur retenue par l'atmosphère dépend de l'épaisseur de la couche d'air traversée par les rayons solaires; l'absorption est donc plus grande dans les hautes latitudes. Mais elle dépend encore de la transparence de l'air, qui est elle-même fonction de l'humidité atmosphérique. On a calculé que, pour un coefficient de transparence égal à 0,8, les quantités de chaleur reçues à la surface du sol sont les suivantes : pour une hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon de 40° : 45 0/0; pour une hauteur de 10° : 5 0/0. Avec un coefficient de transparence de 0,6 ces valeurs s'abaissent à 29 et 1 0/0. Le cas exprimé par ce dernier chiffre est fréquemment réalisé dans les régions humides et froides des hautes latitudes.

On conçoit que les quantités réelles de chaleur reçues à la surface du globe varient beaucoup moins que ne l'indique la théorie. La figure 42 montre que, si la différence n'est pas très grande à l'équateur, elle devient considérable dans les hautes latitudes à cause de l'obliquité des rayons solaires.

Une seconde conséquence de ces lois doit être retenue. Dans les pays humides, les variations de la chaleur reçue à la surface du sol sont plus lentes et moins fortes que dans les pays secs. On a en effet observé dans les régions désertiques des oscillations énormes de la température du sol, ce qui explique en partie la rapide décomposition des roches et la formation des arènes. Comme la couche d'air où se font les observations de température est sous l'influence des variations de la chaleur distribuée à la surface du sol, il s'ensuit qu'il doit y avoir une certaine différence dans les variations des éléments climatiques suivant les conditions géographiques.

Influence de la latitude sur les éléments du climat. — En calculant pour différentes latitudes les valeurs moyennes des principaux éléments du climat, on peut mettre en évidence leur rapport avec les grands traits de la répartition de la chaleur solaire. C'est ce que montre le tableau suivant (T, température, d'après SPITALER et BATCHELDER; — P, pression atmosphérique, d'après FERREL; — H, précipitations, d'après J. MURRAY; — N, nébulosité, d'après J. HANN et TEISSERENC DE BORT).

LATITUDE	HÉMISPHÈRE NORD				HÉMISPHÈRE SUD			
	T.	P. (mm.)	H. (cm.)	N. 0/0	T.	P.	H.	N.
0°.	26°,3	758,0	195	58	26°,3	758,0	195	58
20°.	25°,2	759,2	82	40	23 ,0	761,7	75	48
40°.	14°,0	762,0	53	49	12 ,0	760,5	94	56
60°.	— 10	758,7	48	61	(— 0 ,7)	743,4	(102)	75
80°.	— 16°,7	760,5	35					
Moyenne. .	15°,2							

On voit que la température et la pluviosité vont en décroissant de l'équateur au pôle tandis que la pression atteint son maximum dans les latitudes moyennes. On voit aussi que l'hémisphère Sud, qui est le moins chaud, est le plus humide; la zone tempérée Sud est particulièrement plus humide et plus froide que la zone tempérée Nord. Nous soupçonnons une relation causale entre les variations de la température, de la pression atmosphérique et des précipitations. D'autre part le contraste entre les deux hémisphères suffit pour montrer que la latitude n'est pas le seul élément des variations. La répartition des terres et des mers, si différente de part et d'autre de l'équateur, doit évidemment être la cause de ces contrastes. L'importance des facteurs géographiques ressort donc même des essais pour dégager l'influence seule de la latitude.

Influence de la répartition des terres et des mers sur la température. — Cette influence est le fait le plus connu, exprimé par les termes de climat continental et climat maritime, qui, dans l'esprit de tout le monde, désignent un climat extrême et un climat tempéré. En quoi consiste exactement le contraste et quelle en est la cause?

La première cause des différences thermiques entre les régions continentales et les régions maritimes est la différence de chaleur spécifique de la terre et de l'eau. La chaleur spécifique de la terre est les 6/10 de celle de l'eau, c'est-à-dire que *la même quantité de chaleur*

élèvera, pendant le même temps, la température du sol environ deux fois plus que celle de l'eau (si la température de l'eau monte de 6°, celle du sol montera pendant le même temps de 10°); ou encore *la même élévation de température sera acquise par le sol environ deux fois plus vite que par l'eau* (6 heures contre 10 heures); mais par suite *l'eau se refroidira environ deux fois plus lentement que le sol.*

Une seconde cause vient augmenter les contrastes : *l'eau échauffée s'évapore, ce qui tend à abaisser sa température.* On estime que les 6/10 de la chaleur solaire qui tombe à la surface des mers équatoriales sont employés à l'évaporation. L'eau évaporée reste suspendue dans l'air; or nous avons vu que la transparence de l'air dépend de son degré d'humidité. L'air humide retient une forte proportion de la chaleur solaire, n'en laissant parvenir qu'une faible quantité au sol et aux couches inférieures de l'atmosphère.

Une troisième cause mérite d'être signalée. Les variations thermiques ne se font sentir dans le sol que jusqu'à vingt mètres de profondeur. Grâce aux vagues et aux courants de convection, elles pénètrent dans les masses liquides jusqu'à 100 et 200 mètres. Par suite, *l'eau est capable d'emmagasiner une plus grande quantité de chaleur que le sol.* D'après Krümmel, la température moyenne de la surface des océans serait supérieure de 3° à la température moyenne de l'air pour l'ensemble du globe terrestre (cf. 3e partie, ch. I).

Conséquences de cette influence. — Les couches inférieures de l'atmosphère, où se font les observations météorologiques, participent, tout en les atténuant, aux variations de température des surfaces maritimes ou continentales avec lesquelles elles sont en contact. Il en résulte que :

1° La mer étant en moyenne plus chaude que la terre, *l'air est en moyenne plus chaud au-dessus des mers qu'au-dessus des terres.* Le fait est particulièrement frappant dans la zone tempérée. La loi se vérifie même dans la zone tropicale, grâce à la présence de grandes forêts et de marécages, dont l'évaporation crée au-dessus des continents une atmosphère humide réfractaire aux rayons solaires. Dans la zone polaire l'observation montre que les régions maritimes sont souvent plus froides. C'est que l'eau y est gelée et offre une surface solide dont les propriétés thermiques se rapprochent de celles du sol; en outre l'atmosphère, plus humide que sur les continents, y diminue l'insolation, si importante dans les hautes latitudes pendant la belle saison.

2° L'échauffement et le refroidissement étant plus lents sur mer

que sur terre, il en résulte que *dans les régions à forte oscillation diurne* (zone tropicale) *il y a un excès notable de la température de la mer sur la terre pendant la nuit, et excès de la température de la terre sur la mer pendant le jour.* C'est la cause des brises de terre et de mer si fortes dans les pays tropicaux. Dans les régions à forte oscillation thermique annuelle, c'est-à-dire *dans les régions qui ont un été et un hiver* (zone tempérée et polaire), *il y a pour les continents excès de chaleur au printemps et en été, excès de froid en automne et en hiver.* C'est là une des différences capitales du *climat continental* avec le *climat maritime.* Ce dernier est caractérisé par un printemps froid et un bel automne. Le printemps froid retarde le début de la période végétative, ce qui explique que, dans les hautes latitudes, le climat océanique soit plutôt nuisible à la végétation, pour laquelle il raccourcit la belle saison. La limite de la vigne s'abaisse en latitude sur les côtes occidentales d'Europe. La limite des céréales s'élève dans l'Amérique du Nord continentale jusqu'au lac Athabaska par 58° de latitude et s'abaisse dans la région Atlantique jusqu'à 47°.

3° L'échauffement et le refroidissement sont plus grands en valeur absolue sur les continents, d'où il résulte que, *dans les régions à forte oscillation diurne de la température* (pays tropicaux), *cette oscillation est plus grande à l'intérieur des continents qu'au bord de la mer; dans les régions à forte oscillation annuelle, cette oscillation atteint son maximum à l'intérieur des continents.* C'est la caractéristique la plus connue du climat continental. On peut l'illustrer en donnant la différence entre les moyennes du mois le plus chaud et du mois le plus froid pour une série de stations échelonnées par 52° de latitude, de la côte occidentale d'Europe jusqu'au centre de l'Asie russe :

Valentia (Irlande), 9°; Oxford (Angleterre), 12°6; Münster (Allemagne occidentale), 16°; Posen (Prusse), 21°; Varsovie (Pologne), 23°; Koursk (Russie), 29°2; Orenbourg (Oural), 36°9; Barnaoul (Sibérie), 39°8.

Influence de la répartition des terres et des mers sur l'humidité et sur les vents. — La répartition des terres et des mers a une influence très grande et facile à comprendre sur la distribution de l'eau dans l'atmosphère. Les mers sont le lieu de la plus grande évaporation. C'est donc *au-dessus des mers que l'air est en général le plus chargé d'humidité et la nébulosité la plus forte*, ce qui contribue encore à atténuer les variations thermiques dans les climats maritimes. *Les continents présentent les minima les plus bas d'humidité atmosphérique.* A Koufra, dans le Sahara, Rohlf a observé une

humidité absolue de 9 mm. 8, et une humidité relative de 17 p. 100. A un pareil degré, on voit l'eau mise dans une soucoupe s'évaporer en quelques heures, les lèvres gerçent, les ongles cassent.

L'humidité de l'air étant plus grande en moyenne sur les mers, les précipitations atmosphériques sont en général plus abondantes sur les océans et sur les côtes. Les climats maritimes sont généralement plus pluvieux que les climats continentaux. Cependant il y a des exceptions qui tiennent soit à l'influence du relief, soit à la direction des vents.

La répartition des terres et des mers exerce aussi une influence décisive sur le régime des vents. Nous avons déjà vu que les différences de température entre la mer et la terre le soir et le matin amènent les *brises de terre et de mer*. De pareilles différences en été et en hiver ont pour conséquence les vents saisonniers appelés *moussons*, qui règlent tous les phénomènes de la vie sur le pourtour de l'océan Indien et les côtes de l'Asie orientale.

Même dans la zone tempérée, les contrastes de température entre la mer et les continents troublent, particulièrement dans l'hémisphère Nord, le régime de la pression atmosphérique. C'est à eux que sont dus les profonds minima barométriques de l'Atlantique et du Pacifique Nord, les hautes pressions de la Sibérie et les vents qui en résultent.

Les vents passant de la mer sur la terre étalent sur le bord des continents les influences océaniques. Dans la zone tempérée particulièrement, ils modifient le régime thermique des côtes, abaissant la température dans la saison chaude, l'élevant dans la saison froide. Ces vents sont en général humides et pluvieux, surtout dans la zone tempérée. Il y a des exceptions (côte occidentale de l'Afrique du Sud, de l'Australie méridionale, etc.), mais elles s'expliquent toujours, soit parce que le vent souffle de régions de latitude plus élevée et par conséquent plus froides, soit par l'influence d'un courant froid longeant la côte.

Influence des courants marins. — L'action des courants marins est pour beaucoup dans l'influence des océans sur le climat de leurs côtes. Nous étudierons plus loin (3e partie, chapitre II) les lois de ces mouvements des océans, mais nous pouvons supposer déjà connues leurs conséquences générales sur l'inégale répartition des températures à la surface des mers. On sait qu'il existe des *courants chauds*, déplaçant les eaux dans le sens de l'équateur au pôle et réchauffant par suite la surface des mers, et des *courants froids*, déplaçant les eaux dans le sens contraire et refroidissant la surface.

Les *courants chauds*, dont le plus connu est le Gulf Stream, *modifient le climat* des côtes qu'ils baignent *en le rendant en moyenne plus régulier au point de vue thermique, plus irrégulier au point de vue de la pression atmosphérique et des vents, et en tous cas plus humide*. Les *courants froids*, dont le plus connu est le courant du Labrador, qui descend le long de la côte de l'Amérique du Nord, *modifient le climat en le rendant en moyenne plus froid, plus extrême et plus humide*. mais non pas toujours plus pluvieux; ils donnent souvent un ciel brumeux, sans précipitations, particulièrement dans le voisinage des tropiques (Sud-Ouest du Maroc, Sud-Ouest africain allemand, etc.).

Influence du relief du sol sur le climat. — En tenant compte de la latitude et de la répartition des terres et des mers, on n'a pas encore tous les éléments pour expliquer les variétés du climat. Le relief du sol introduit des inégalités considérables. Sans doute on cherche à les éliminer dans l'étude de la température et de la pression atmosphérique (observations réduites au niveau de la mer pour la construction des cartes d'isothermes ou d'isobares). Mais les températures réelles peuvent entrer en ligne de compte dès qu'on veut apprécier le climat comme facteur de l'activité physique et organique de la surface terrestre. Le relief du sol donne aux régions montagneuses un climat si particulier, que nous en ferons l'objet d'un chapitre spécial. Aussi nous contenterons-nous d'indiquer rapidement en quoi consiste l'influence de l'altitude sur les divers éléments météorologiques :

1° L'altitude augmentant, la couche d'air devient moins épaisse et moins dense (*diminution de la pression atmosphérique*).

2° Par suite, l'air absorbe moins la chaleur solaire (*diminution de la moyenne annuelle, atténuation de l'oscillation diurne et annuelle de la température de l'air*).

3° Par contre, *augmentation de la valeur de l'insolation pendant le jour et de la perte de chaleur par radiation pendant la nuit*, brusques et fortes oscillations de la température du sol, contraste très grand entre les pentes plus ou moins ensoleillées.

4° L'humidité relative augmente pour une même quantité d'eau contenue dans l'atmosphère, quand la température baisse. Par suite, *l'humidité relative augmente avec l'altitude. Les montagnes sont en général plus humides, plus nébuleuses et plus pluvieuses que les plaines.* La pluie augmente presque toujours avec l'altitude, mais cette augmentation a des limites.

5° En effet, l'humidité absolue diminue quand l'altitude augmente;

aussi, *au delà d'une zone de hauteur variable, l'air devient de plus en plus sec*. Au sommet des hauts pics équatoriaux (Kilimandjaro, Kenia), on trouve une flore semi-désertique.

6° La montagne agit encore sur le régime des vents. Le contraste thermique entre les vallées et les hauts sommets détermine l'alternance quotidienne des *brises de montagne et de vallée*. D'autres vents, sans être entièrement créés par la montagne, sont complètement transformés par elle. Le *foehn*, sur le versant nord des Alpes, le *chinook* des Rocheuses sont des courants atmosphériques devenus secs et chauds par suite de leur passage au-dessus de ces hauts reliefs.

Enfin il est incontestable que les grandes chaînes de montagnes jouent très souvent le rôle de barrières climatiques. Il suffit de citer en Europe les Alpes et le Balkan, en Asie l'Himalaya, en Amérique la Sierra Nevada, en Australie les Alpes australiennes.

Influence de la végétation sur le climat. — On peut encore citer, parmi les agents qui produisent des modifications locales du climat, la végétation. L'influence des forêts sur la température a été bien étudiée aux environs de Nancy, en Saxe et en Suède [15, 17]. On a constaté partout une température moyenne plus basse dans les districts forestiers (en Saxe, 0°8). Cet abaissement de la moyenne annuelle est dû surtout aux mois d'été, moins chauds qu'en plaine découverte.

Dans les pays équatoriaux, la forêt vierge qui couvre d'immenses espaces est la cause d'un abaissement très sensible de la température moyenne et d'une diminution de l'oscillation thermique diurne, due surtout à l'humidité de l'air et à la nébulosité. L'influence thermique de la forêt est due, en effet, non seulement à ce qu'elle abrite le sol contre l'insolation et le rayonnement, mais à ce qu'elle dégage une masse d'humidité assez grande. On a constaté en Russie que les nappes d'eau souterraines étaient plus basses au-dessous des massifs forestiers que dans les steppes [Ototzky, 18]. Des expériences faites à Nancy et dans les landes de Gascogne ont donné des résultats concordants. Les aéronautes remarquent au-dessus des forêts un refroidissement sensible jusqu'à 1 500 m., qui les oblige à jeter du lest pour se maintenir.

Les forestiers en concluent à une augmentation de la pluviosité sur les forêts [Henry, 15]. D'après Schreiber, on ne constate pas en Saxe une différence notable. Les observations de Mathieu aux environs de Nancy accuseraient au contraire un excès de 15 mm. de pluie sur les massifs forestiers [15].

Dans les montagnes, les forêts contribuent à augmenter la quantité d'eau reçue par le sol, en condensant les brouillards sur leurs feuilles. Les régions tropicales à forêts vierges sont incontestablement les plus pluvieuses, mais il est difficile de dire si la forêt est la cause ou l'effet.

Dans les hautes latitudes, l'influence des tourbières mérite d'être notée. En Allemagne et en Scandinavie, elles créent une atmosphère humide; leurs environs sont généralement brumeux et plus froids.

---

1. — ANGOT (A.). Traité élémentaire de Météorologie. 2e éd. Paris, 1908, in-8°, 480 p.

2. — HANN (J.). Lehrbuch der Meteorologie. 2e éd., 1906, in-8°, 642 p.

Ces deux ouvrages sont les manuels les plus récents de Météorologie, le premier surtout est très clair et dépourvu de tout appareil de hautes mathématiques.

3. — MOHN. Grundzüge der Meteorologie. 5e éd. Berlin, 1898; trad. fr., 1884 (sera aussi consulté avec fruit).

4. — DAVIS (W. M.). Elementary Meteorology. Boston, 1894, in-8°, 355 p.

5. — HANN (J.). Atlas der Meteorologie (Berghaus Physikalischer Atlas, Abt., 3).

6. — BARTHOLOMEW. Physical Atlas, Part III, Meteorology, 1899 (est plus complet que HANN pour les pays de langue anglaise).

7. — ANGOT (A.). Instructions météorologiques. 4e éd. Paris, 1903, in-8°, 163 p., 4 pl. (est le meilleur guide de l'observateur : notions pratiques, tables).

8. — HANN (J.). Handbuch der Klimatologie. 2e éd., 3 vol. in-8° (A consulter spécialement pour les facteurs du climat : T. I, Allgemeine Klimatologie, 404 p. Stuttgart, 1897).

9. — ANGOT (A.). Recherches théoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe (*An. Bur. centr. Mét.*, 1883, I, Paris, 1886).

10. — LANGLEY (R.). Researches on solar heat and its absorption by the atmosphere. Washington, 1884.

11. — ZENKER. Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin, 1888.

12. — LOCKYER (W. J. S.). Die Sonnenthätigkeit, 1883-1900. *Met. Z.*, 1902, p. 57-71.

13. — WOEIKOF. Kontinentales und oceanisches Klima. *Met. Z.*, 1894, p. 1.

14. — WOEIKOF. Einfluss einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. *G. Ab.*, III, 1889, p. 317-435.

15. — MATHIEU. Météorologie comparée agricole et forestière. Paris, Imprimerie nationale, 1878 (cf. HENRY. Les forêts de plaine et les eaux souterraines. *Rev. des Eaux et Forêts*, 1903).

16. — WIENER. Russische Forschungen auf Gebiet der Wasserfrage. *Wolnys Forschungen*, XVII, 1895, p. 433.

17. — HOMBURG. Sur l'influence des forêts sur le climat de la Suède. Stockholm, 1893-1894.

18. — OTOTZKY. Les eaux souterraines et les forêts, principalement dans les plaines des latitudes moyennes. St-Pétersbourg, 1905, in-8°, 375 p. (cf. Les eaux souterraines, leur origine, leur régime et leur distribution, trad. du russe. *An. Sc. agronomique*, t. I, 1902-03).

19. — SCHUBERT (J.). Landsee und Wald als klimatische Faktoren. *G. Z.*, 1907, p. 688-694.

CHAPITRE II

LA TEMPÉRATURE

Observation de la température. — La connaissance de la température de l'air est le fondement de toute étude climatologique. La plupart des phénomènes du climat se déduisent de la répartition des températures; et l'on ne pourrait essayer d'expliquer la physionomie climatique du globe, si l'on ne savait déjà assez exactement quelle est, dans ses grands traits, la distribution de la chaleur dans l'atmosphère. Il importe donc de savoir comment sont obtenus les chiffres sur lesquels sont fondées les cartes des atlas météorologiques et de se rendre un compte exact de leur degré de certitude.

La température s'observe en général avec le thermomètre à mercure. Le thermomètre à alcool ne s'emploie que pour les très basses températures, le mercure se congelant à — 40°. Pour être sûr d'avoir la température de l'air, il faut soustraire le thermomètre à l'action de la chaleur solaire en le plaçant à l'ombre, et à l'abri de tout rayonnement provenant d'objets exposés au soleil. Le thermomètre sera donc à une certaine distance du sol, loin de tout mur ou masse susceptible d'échauffement et dans un endroit où l'air circule librement. Pour réaliser ces conditions on installe le thermomètre sous un *abri*, sorte de cage ouverte vers le Nord, couverte d'un toit en pente et munie à l'Est et à l'Ouest de volets (fig. 43).

Toute observation thermométrique qui n'est pas faite sous abri est dénuée de toute valeur climatologique. Exception doit être faite pour les observations à l'aide du thermomètre fronde. On appelle ainsi de petits thermomètres réduits à un tube de verre, dont le réservoir est très petit. Suspendus à un cordon, on les fait tournoyer vivement pendant quelques minutes. Si la lecture est faite assez vite, dès qu'on a arrêté le mouvement, elle donne, même au soleil, un résultat aussi exact qu'une observation faite sous abri.

La graduation généralement adoptée maintenant pour les thermomètres est la graduation centigrade (0°, température de la glace fondante; 100°, température de l'eau bouillante). Dans les pays britanniques, on se sert encore

de la graduation Fahrenheit. Le zéro centigrade vaut 32° Fahr., 100° centigrades valent 212° Fahr. On convertit les degrés Fahr. en centigrades, en

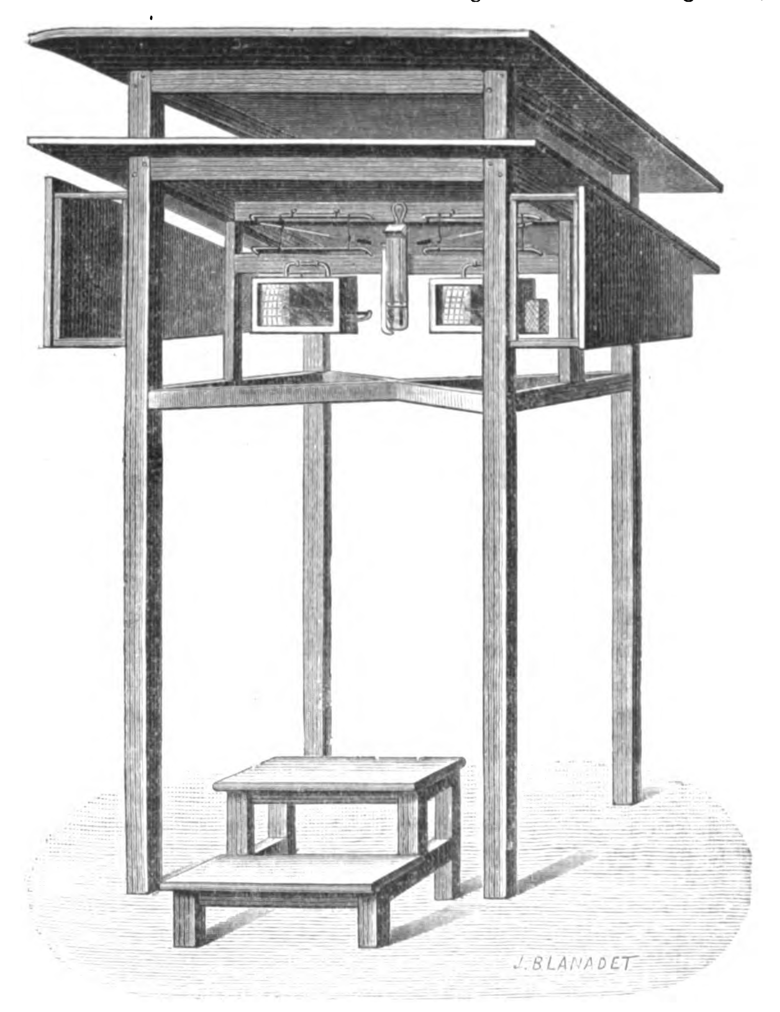


Fig. 43. — Abri pour thermomètres
(fig. extraite de Angot, *Instructions météorologiques*, Gauthier-Villars, édit.).

Cet abri est le modèle le plus usité dans les pays tempérés. Dans les pays tropicaux où le soleil passe tantôt au Nord, tantôt au Sud, il faut un double toit. Lorsqu'on n'installe que 1 ou 2 thermomètres on peut se servir d'abris plus simples, constitués par un petit toit métallique qu'on fixe sur un poteau vertical.

retranchant 32 et en prenant les 5/9 du résultat de cette soustraction. Ains 82° Fahr. = 288 centigr.

Construction des isothermes. — Les variations géographiques de la répartition des températures moyennes s'expriment par les cartes

d'*isothermes*. On appelle ainsi des lignes joignant les points où la température moyenne est la même, suivant un principe que fait suffisamment comprendre la figure 44. Les moyennes usitées pour la construction des isothermes sont toujours corrigées de façon à ramener la température à celle qu'aurait chaque station, si elle était située au niveau de la mer. Sans cette précaution, on obtiendrait des cartes qui reproduiraient grossièrement l'allure du relief, et ne manifesteraient pas le sens de la variation générale de la température.

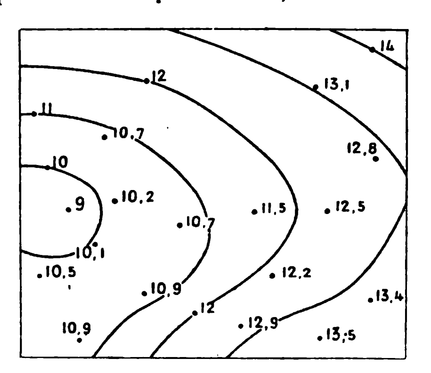


Fig. 44. — Principe de la construction d'une carte d'isothermes.

La loi de la diminution de la température suivant les altitudes croissantes est variable d'un pays à l'autre et, dans un même pays, suivant la saison. La diminution est plus forte en été et en général dans les climats chauds. Pour Paris, on a pu fixer avec la plus grande exactitude les valeurs suivantes : pour 100 m. d'élévation, la moyenne annuelle décroit de 0°56, la moyenne d'hiver de 0°50, la moyenne d'été de 0°62. Pour beaucoup de pays, on manque encore de déterminations du même genre, ce qui rend assez hypothétique le tracé des isothermes. Il est prudent de n'utiliser autant que possible que les observations des stations de faible altitude.

Aucune observation météorologique n'exige autant de soins que celle de la température. Aussi, même dans les pays civilisés, les erreurs d'observation sont possibles. On devra donc, avant d'essayer de tracer une carte d'isothermes, soumettre à une critique rigoureuse chacune des séries, et rejeter celles qui paraissent défectueuses. Les observations dans les villes peuvent, même si les lectures sont consciencieusement faites, donner des chiffres trop hauts ou trop bas.

Ces observations suffisent pour montrer que nous ne pouvons nous flatter de connaître exactement la répartition moyenne des températures sur toute l'étendue du globe. Heureusement c'est dans les climats les plus extrêmes que nous avons le plus d'observations. Les pays tropicaux sont les plus constants. Nous pouvons donc considérer l'image que donnent les cartes d'isothermes comme suffisamment approchée dans ses grandes lignes.

Écarts extrêmes de la température. — Les variations extrêmes de la température sont très grandes; il y a intérêt à les connaître, bien que les valeurs qu'on en peut donner ne soient que provisoires. Le

minimum absolu de température pour une station n'est en effet que le chiffre le plus bas observé *jusqu'à ce jour*. La température la plus basse connue est celle de — 69°,8 (Verkhoïansk en Sibérie). D'autre part on a noté dans le Sahara des températures de 50°. En France, où le climat n'est pas excessif, on a observé 42°,9 à Montpellier le 19 juillet 1904; à Nancy le thermomètre est tombé plusieurs fois à 30° au-dessous de 0.

Les extrêmes absolus peuvent être très bas et très élevés, même dans des pays à climat océanique. Leur production est liée à certaines conditions météorologiques ou topographiques, qui s'y trouvent plus rarement réalisées que dans les pays continentaux, mais qui peuvent s'y rencontrer. C'est toujours par un temps clair, le baromètre étant très élevé, que se produisent les très grands froids, particulièrement dans les vallées ou les grandes plaines. Les températures les plus élevées s'observent en été dans les mêmes conditions. Elles peuvent, dans la zone tempérée, même dans les contrées océaniques, dépasser 35°, qui est la plus haute température observée à Cayenne, à 2° de l'équateur (Poitiers : 41° le 24 juillet 1870).

Une carte des extrêmes absolus de la température serait donc sans grande signification géographique. Mais si l'on calculait les extrêmes moyens, c'est-à-dire la moyenne des températures les plus basses et les plus élevées observées mois par mois et année par année, on arriverait à constater les faits suivants : les maxima sont dans la zone des déserts subtropicaux, les minima au cœur des continents dans les latitudes élevées. L'écart des maxima et des minima moyens augmente de l'équateur au pôle et, dans les latitudes moyennes, des régions océaniques aux régions continentales.

On doit être très circonspect dans l'emploi des chiffres d'extrêmes de température. Un maximum absolu très élevé peut être le résultat d'observations faites dans de mauvaises conditions. On ne doit accepter que des chiffres provenant de stations régulières. L'écart absolu le plus considérable, qui ait jamais été constaté de façon certaine, est donné par la station de Verkhoïansk en Sibérie : — 69°8 et + 31°5, soit 101°.

Températures moyennes annuelles; traits généraux de leur répartition. — On voit, par l'exemple des écarts que peut présenter la température, l'intérêt et la nécessité des moyennes. La figure 45 montre, par le tracé des *isothermes annuelles*, quels sont les traits généraux de la répartition des températures à la surface du globe.

On observera d'abord que les grands froids sont dans la zone polaire, particulièrement sur les continents et spécialement dans

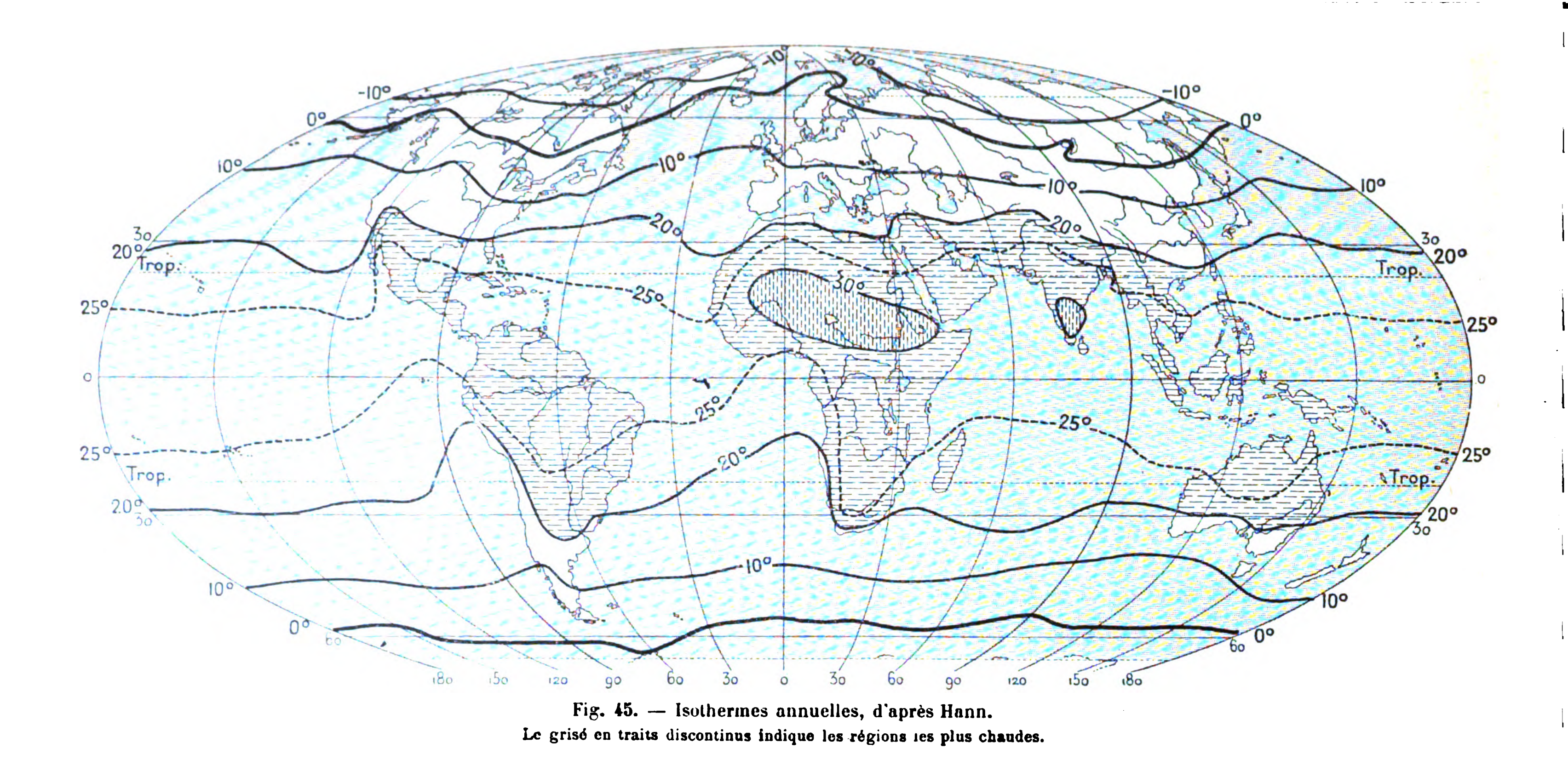


Fig. 45. — Isothermes annuelles, d'après Hann.
Le grisé en traits discontinus indique les régions les plus chaudes.

l'hémisphère Nord. Les plus fortes chaleurs ne se montrent pas le long de l'équateur, mais au voisinage du tropique du Cancer et sur les continents. L'explication la plus vraisemblable de cette anomalie est dans l'influence de l'humidité atmosphérique et de la végétation sur l'échauffement du sol et des couches inférieures de l'atmosphère. La riche végétation des pays équatoriaux y protège le sol contre l'échauffement, si important dans les déserts tropicaux. L'humidité de l'air diminue sa transparence thermique et arrête une partie des radiations solaires avant qu'elles atteignent les couches inférieures.

Si nous comparons les deux hémisphères, nous observerons que les plus grands contrastes sont dans l'hémisphère Nord, ce qui s'explique par le développement des terres. Entre les deux grands groupes de continents, l'ancien et le nouveau monde, c'est celui qui offre la masse de terre la plus compacte et la plus étendue, qui a les contrastes les plus marqués (Sibérie — 15°, Sahara + 30°), c'est dans l'hémisphère Nord que se trouve reporté l'*équateur thermique*, c'est-à-dire la ligne joignant les plus hautes températures.

Anomalies locales. — En envisageant de plus près le tracé des isothermes, on observera des anomalies intéressantes. Au voisinage de l'équateur le tracé est assez régulier; les perturbations deviennent de plus en plus grandes, quand on s'élève en latitude. C'est que les contrastes thermiques entre les mers et les terres deviennent de plus en plus forts. On remarque en effet que les isothermes s'infléchissent en passant des continents sur les océans. Si l'on suit par exemple les isothermes de 0° dans l'hémisphère Nord et de 25° dans l'hémisphère Sud, on notera que :

1° L'Atlantique, et particulièrement l'Atlantique Nord, est l'Océan dont l'influence est le plus marquée;

2° Les isothermes remontent en latitude sur les côtes orientales des océans et s'abaissent sur les côtes occidentales. Les chiffres suivants précisent ce contraste.

		Côte ouest		Côte est		
	Latitude.	Station.	Température.	Station.	Température.	Différence.
Atlantique	57°	Nain (Labrador).	— 3°,8	Aberdeen (Écosse)	8°,2	+ 12°
Atlantique	45°	Halifax	6°,3	Bordeaux	12°,8	+ 6°,5
Pacifique	53°,5	Nikolaïevsk	— 2°,5	Fort Tongas (Alaska	8°,1	+ 10°,6

4° Cette dernière loi n'est vraie que pour les latitudes élevées et spécialement dans l'hémisphère Nord. Au voisinage de l'équateur,

spécialement dans l'hémisphère Sud, ce sont au contraire les côtes occidentales des océans qui sont les plus chaudes.

L'explication de ces faits est donnée par l'influence des courants marins, dont nous avons déjà noté l'importance. Le schéma suivant la fera comprendre (fig. 46). La circulation océanique a comme trait caractéristique l'existence d'un double système de courants, formant un circuit fermé dans chacun des deux hémisphères et tel que les côtes des océans présentent des contrastes thermiques très

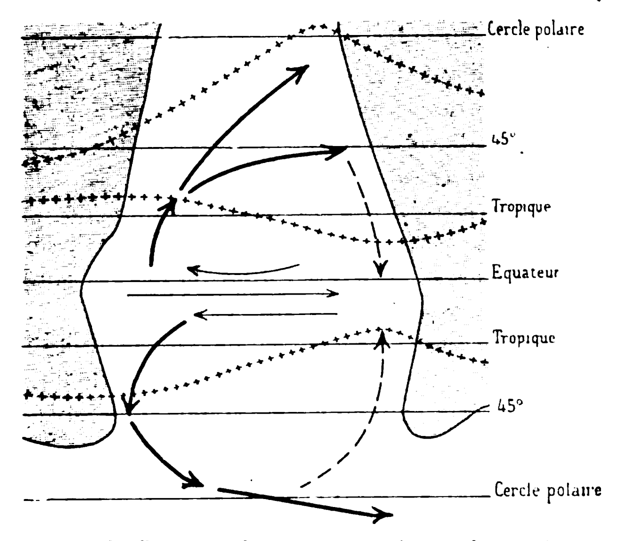


Fig. 46. — Schéma de l'influence des courants marins sur la température des côtes.

Les aires continentales sont marquées par le grisé. Les isothermes sont représentées par les lignes de croix; les courants chauds par des flèches en traits pleins; les courants froids par des flèches en traits discontinus.

marqués. C'est dans l'Atlantique Nord que ce système paraît le mieux développé et exerce le plus d'influence. Le rôle du courant chaud du *Gulf Stream*, comme facteur du climat de l'Europe occidentale, est universellement connu. La figure 46 montre que les courants chauds agissent sur les côtes occidentales des océans dans les basses latitudes et sur les côtes orientales dans les hautes latitudes. Le courant froid de retour ne peut faire sentir son influence que dans les latitudes les plus basses sur les côtes orientales. On s'explique par là toutes les anomalies signalées. Dans l'hémisphère Sud, les terres ne s'avancent pas assez loin pour que l'influence des courants chauds se fasse sentir dans les latitudes élevées; c'est pourquoi on y remarque le refroidissement des côtes orientales (Sud-Ouest africain, Chili). Le même fait existe dans l'hémisphère

Nord (comparer le Maroc et la Floride, Cuba et le Cap-Vert), mais son importance s'efface devant les contrastes plus violents en faveur des côtes orientales dans les hautes latitudes. Ces contrastes sont accentués par le régime des vents. Dans les latitudes supérieures à 45°, les vents dominants sont en effet des vents équatoriaux (Sud, Sud-Ouest) sur les côtes orientales des océans, tandis qu'ils sont plutôt polaires sur les côtes occidentales (Nord, Nord-Ouest).

Variation annuelle de la température. — Quel que soit l'intérêt des moyennes annuelles de température, elles ne donnent qu'une idée imparfaite du climat. Paris, New-York et Bucarest ont presque exactement la même moyenne annuelle ; mais les mois de janvier et de juillet donnent à Paris 2° et 18° ; à New-York, — 1°,7 et 24°,2 ; à Bucarest, — 3°,5 et 22°,9.

Pour étudier convenablement la variation annuelle de la température, il faudrait comparer 12 cartes mensuelles. On se contentera ici de comparer les mois de janvier et de juillet qui sont généralement les mois extrêmes (fig. 47 et 48).

Si l'on rapproche ces deux cartes de la carte des isothermes annuelles, on sera frappé de ce fait que c'est la carte de janvier qui lui ressemble le plus. On peut en conclure déjà que l'hiver de l'hémisphère Nord est l'élément prépondérant des moyennes. En effet c'est la carte de janvier qui offre les contrastes les plus violents (Australie, 34° ; Sibérie, — 48°). Si nous comparons les deux hémisphères, nous noterons que l'hémisphère Nord a toujours les températures les plus extrêmes, aussi bien en janvier, où il y a 73° de différence entre le Sénégal et la Sibérie, qu'en juillet, où il y en a 33 entre Khartoum et la Nouvelle-Zemble. Les plus forts contrastes sont d'ailleurs toujours dans l'Ancien Monde, et pour les trouver c'est à l'intérieur des continents qu'il faut s'adresser. Tous ces faits s'expliquent par la répartition des terres et des mers, comme les faits analogues tirés de l'examen de la carte des moyennes annuelles.

Considérons d'un peu plus près la carte de janvier, la plus intéressante à tous égards. L'allure des isothermes dans l'Atlantique Nord mérite d'attirer l'attention. Elle reproduit, en les exagérant, les particularités des courbes annuelles (suivre spécialement + 10°, 0° et — 10°). La différence entre les côtes orientales et occidentales des océans est considérable, non seulement sur l'Atlantique, mais même sur le Pacifique.

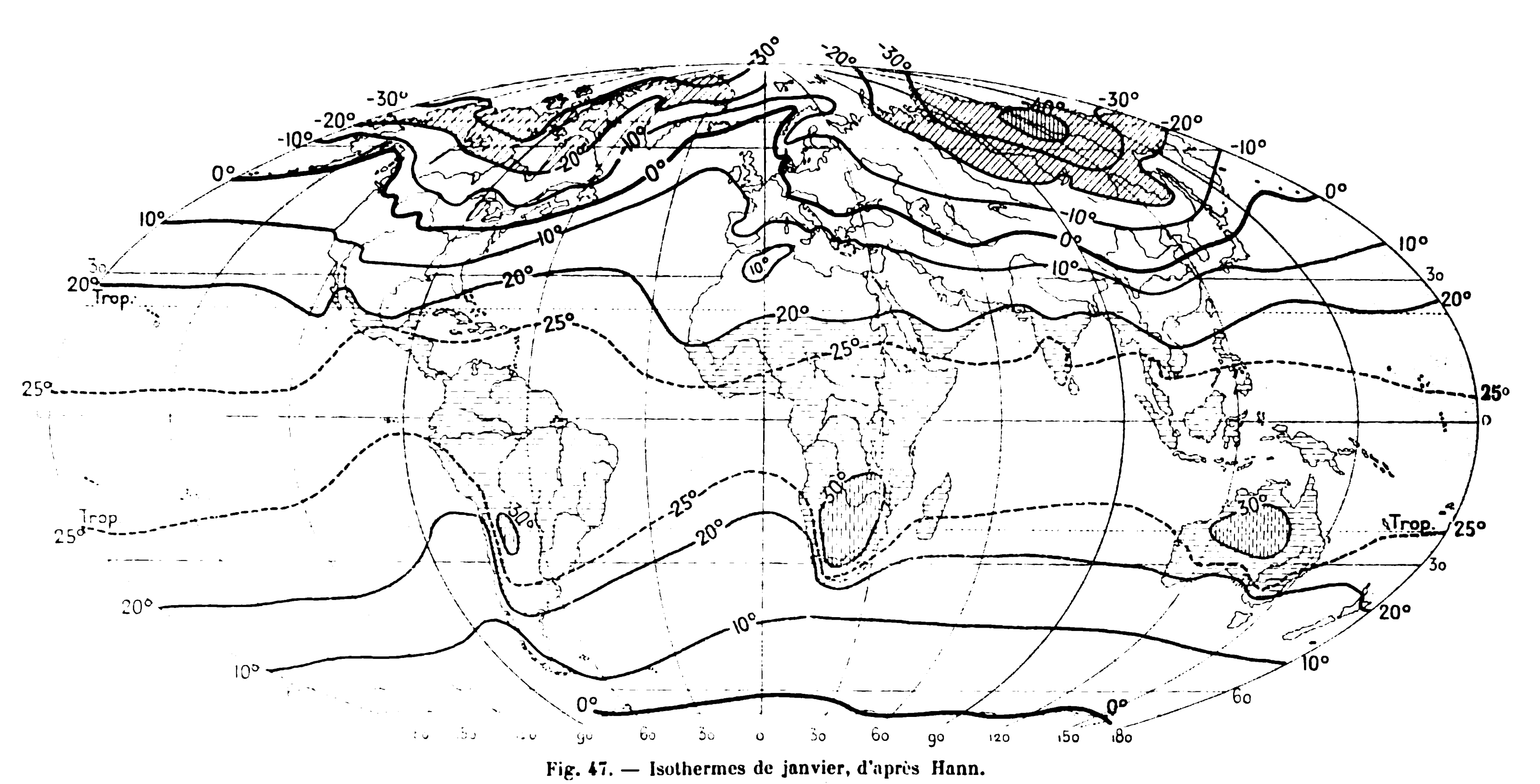


Fig. 47. — Isothermes de janvier, d'après Hann.

Les principales aires de minimum thermique sont grisées en traits continus; les principales aires de maximum, en traits discontinus.

	Latitude.	CÔTE OUEST Station.	Température.	CÔTE EST Station.	Température.	Différence.
Atlantique	57°	Nain (Labrador).	— 19°,9	Aberdeen (Écosse) . .	2°,9	22°,8
	45°	Halifax	— 5°,2	Bordeaux	5°,8	11°
Pacifique.	53°,5	Nikolaievsk . . .	— 22°,9	Fort Tongas (Alaska).	1°,1	24°

Nous remarquerons encore que dans l'hémisphère Sud et dans les basses latitudes de l'hémisphère Nord, ce sont les côtes occidentales des océans qui sont les plus chaudes; les différences sont même encore plus accentuées (voir la courbe de 20° dans l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud). L'explication de ces anomalies a déjà été donnée. Si elles sont plus marquées en janvier, c'est que l'action des courants marins sur les côtes orientales des Océans est alors particulièrement notable. Dans l'hémisphère Nord, qui est en hiver, les courants chauds des hautes latitudes réchauffent à tel point la côte, que l'influence de l'éloignement plus ou moins grand de l'Océan sur la distribution des températures l'emporte sur celle de la latitude. En Europe, les isothermes tendent à être perpendiculaires aux parallèles (cf. figure 50). D'autre part, dans l'hémisphère Sud, qui est en été, l'action des courants froids des latitudes moyennes se fait sentir plus vivement que jamais sur les côtes du Chili et de l'Afrique australe.

La carte de juillet est singulièrement moins riche en contrastes. L'allure des isothermes y est plus régulière, leur tracé se rapproche des parallèles, mais il présente une anomalie nouvelle. Tandis qu'en janvier on les voyait s'infléchir vers l'équateur dans la traversée des continents et vers le pôle dans celle des océans, c'est ici le contraire qui devient la règle (voir notamment 20° dans l'hémisphère Nord et 15°). Les continents sont donc notablement plus chauds que les océans dans l'hémisphère Nord. Le contraste est accentué par l'influence des courants froids dans les basses latitudes sur les côtes orientales des océans : New-York se trouve avoir la même température que les îles Canaries, San-Francisco est à peine plus chaud que Pétropavlosk (Kamtchatka). Les maxima forment une zone correspondant très exactement à la zone désertique de l'Ancien Monde (Sahara, Arabie, Iran, Turkestan). L'équateur thermique est donc déplacé encore plus au Nord grâce à l'échauffement intense que le Soleil, passant au voisinage du zénith, amène dans les contrées proches des tropiques et douées d'une atmosphère sèche.

Amplitude des variations annuelles. — L'écart que présente la moyenne du mois le plus chaud avec celle du mois le plus froid est

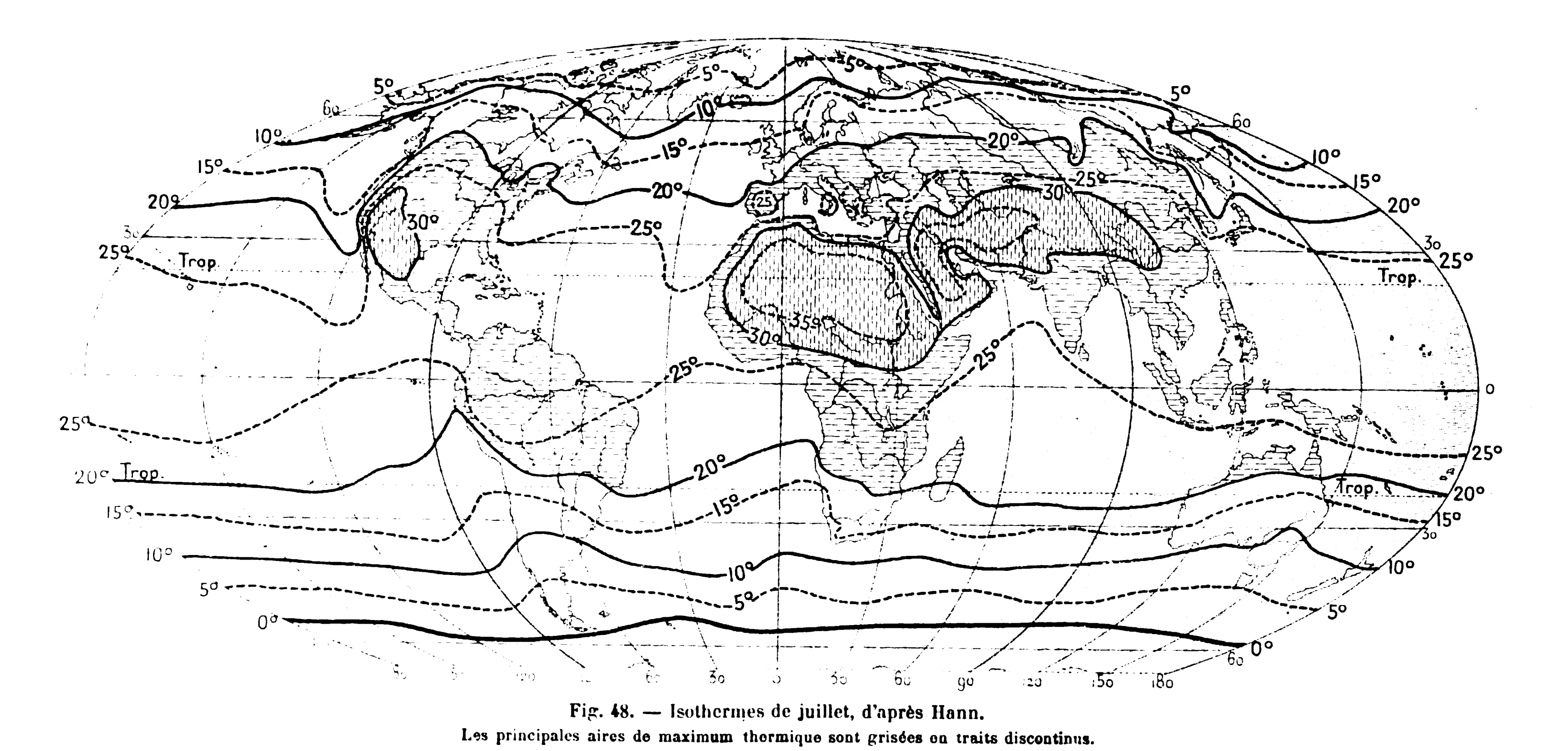


Fig. 48. — Isothermes de juillet, d'après Hann.
Les principales aires de maximum thermique sont grisées ou traits discontinus.

un élément important du climat. On construit, en joignant les points où l'amplitude de la variation annuelle est la même, des lignes dites d'*isoamplitude* (mot mal forgé sur le modèle d'isotherme).

L'examen d'une carte construite sur ce principe (fig. 49) montre que les plus fortes amplitudes se trouvent dans les hautes latitudes et spécialement à l'intérieur des continents (Verkhoïansk, 65°). Même dans les régions tropicales, l'amplitude s'élève notablement dans les contrées désertiques (Sahara, Kalahari, Australie), où l'air sec et limpide se prête à un échauffement intense pendant le passage du Soleil au zénith.

Les plus faibles oscillations thermiques s'observent au voisinage de l'équateur, d'une manière générale sur les océans et particulièrement sur l'Atlantique Nord. L'allure des courbes d'égale amplitude en Europe rappelle celle des isothermes de janvier; elle montre que l'oscillation thermique augmente très rapidement quand on avance dans l'intérieur de l'Ancien Monde (comparer la côte Pacifique de l'Amérique du Nord). Au contraire, elles coupent obliquement la côte Atlantique des États-Unis et du Canada. C'est là l'indication d'un fait capital : le climat océanique n'est nulle part mieux réalisé que sur les côtes orientales des océans, mais il y est limité à une frange large de 200 à 300 km. Par suite les contrastes thermiques sont plus sensibles en Europe de l'Est à l'Ouest, aux États-Unis du Nord au Sud.

Si l'on s'en tient aux côtes, c'est un fait général que, à même latitude, le climat est plus continental sur les côtes occidentales que sur les côtes orientales de l'Océan dans l'hémisphère Nord.

		CÔTE OUEST				CÔTE EST			
	Lat.		Jv.	Jt.	Diff.		Jv.	Jt.	Diff.
Atlantique.	57°	Nain (Labrador).	— 19°,9	10°,6	30°,5	Aberdeen . .	2°,9	14°,3	11°,4
	45°	Halifax.	— 5°,2	18°,6	23°,2	Bordeaux . .	5°,8	20°,6	14 ,8
Pacifique .	53°,5	Nikolaïevsk. . .	— 22°,9	16°,4	39°,5	Fort Tongas.	1°,1	15°,1	14°

Dans l'ensemble, on remarquera que l'hémisphère le plus continental (hémisphère Nord) est celui qui présente les plus fortes oscillations, et que l'Ancien Monde l'emporte sur le Nouveau-Monde. On peut même noter que, si l'on joint les centres des maxima d'amplitude, on obtient un axe orienté NE.-SW. dans l'Ancien Monde, NW.-SE. dans le Nouveau Monde, qui, dans les deux cas, coïncide avec l'axe d'extension maximum des terres.

En résumé, les causes qui déterminent l'amplitude des variations sont les suivantes : 1°, la latitude (maxima dans les hautes latitudes); 2°, la répartition des terres et des mers (maxima à l'inté-

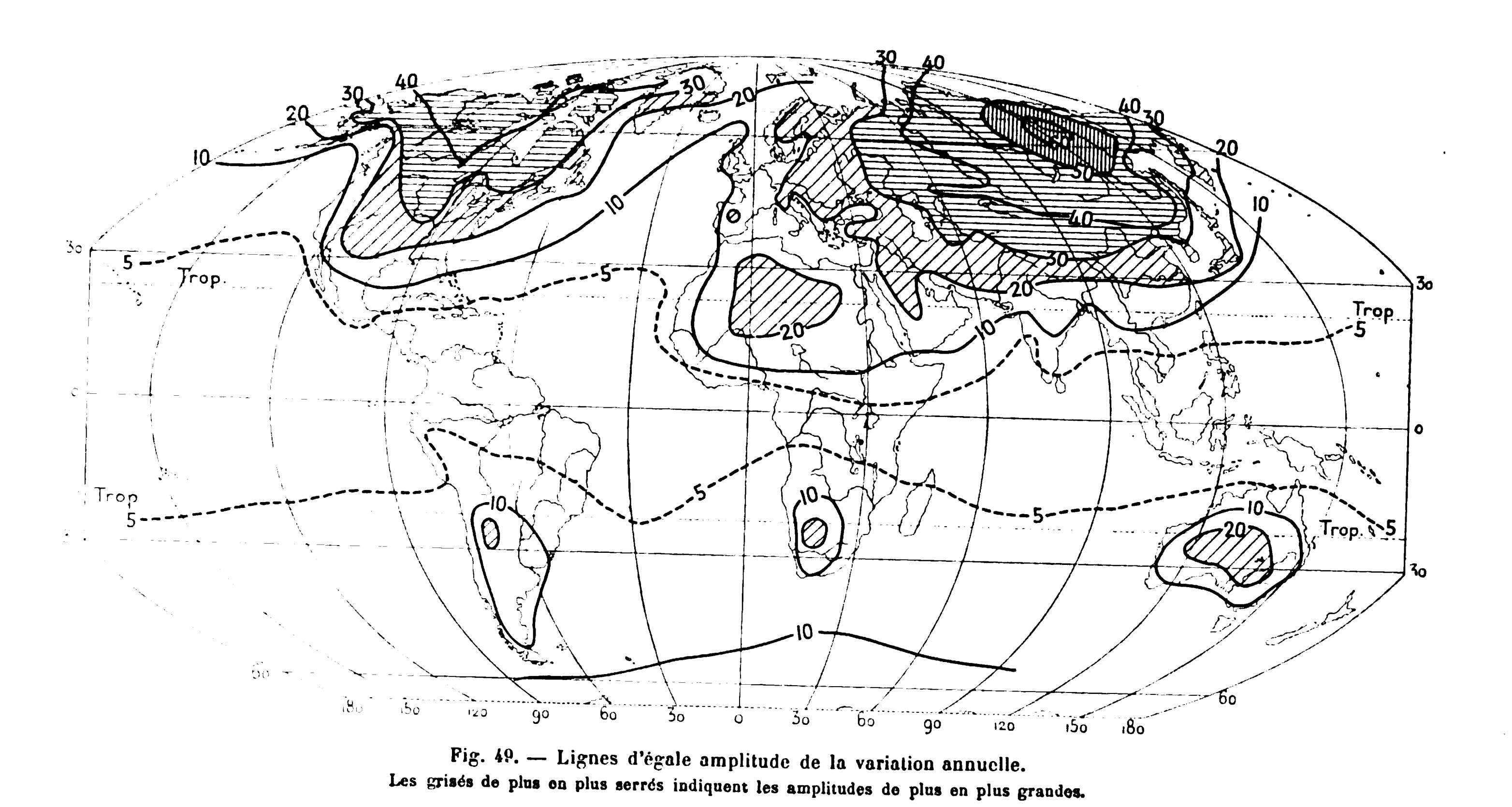


Fig. 49. — Lignes d'égale amplitude de la variation annuelle.
Les grisés de plus en plus serrés indiquent les amplitudes de plus en plus grandes.

rieur des continents); 3°, l'orientation des côtes (maxima sur les côtes occidentales des océans). — Si l'on entre dans le détail, on devra tenir compte aussi du relief du sol. Toutes choses égales d'ailleurs, les variations thermiques peuvent être plus ou moins grandes suivant la situation topographique. Entre une station située sur un sommet isolé ou sur le rebord d'un plateau et une station de vallée ou de plaine, la différence est la même qu'entre une station maritime

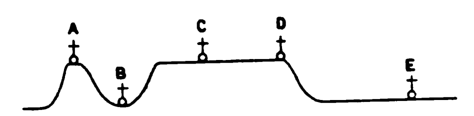


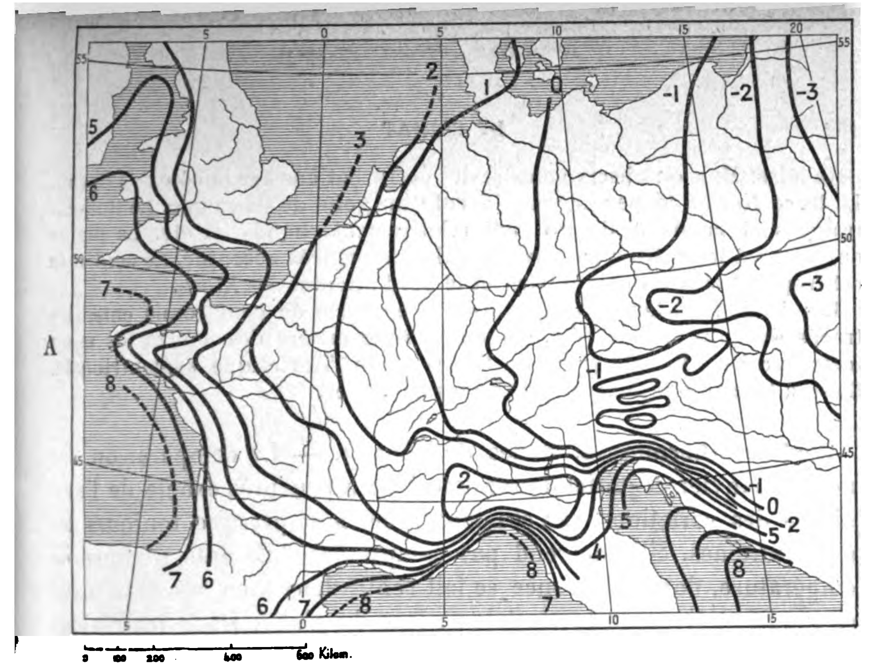
Fig. 50. — Situations topographiques diverses influant sur les variations de la température. (Variation maxima en B, C et E, minima en A et D.)

et une station continentale (fig. 50). Les variations de la température du sol doivent en effet influer notablement sur la température de l'air dans une station du type E, et encore plus dans une station du type B, tandis qu'elles seront sans influence sensible dans la station D, et encore moins dans la station A. Les plaines et les bassins intérieurs ont donc une tendance à être des îlots de froid en hiver et de chaleur en été.

Régime des températures dans l'Europe occidentale. — Grâce aux travaux de ANGOT [9], PERLEWITZ [10], TRABERT [11], HANN [12], BUCHAN [13], nous connaissons assez bien le régime des températures de l'Europe occidentale; il peut paraitre utile d'y suivre en détail l'application des lois générales que nous venons de formuler. Les cartes données (fig. 51) pourraient faire l'objet d'exercices pratiques intéressants, en développant le commentaire dont nous esquissons seulement ici les grandes lignes.

L'influence de l'océan est particulièrement marquée en hiver, où les isothermes tendent à suivre le tracé général des côtes de l'Océan et de la Méditerranée. La Manche et la mer d'Irlande leur font faire un angle rentrant. La plaine anglaise, l'intérieur même de la Bretagne sont remarquablement plus froids que les côtes. Nulle part les contrastes ne sont aussi violents que sur les côtes du golfe de Gênes et de l'Adriatique Nord. L'opposition du climat exceptionnellement chaud de la Côte d'Azur avec les froids de la plaine du Pô explique en partie la formation fréquente et la persistance des dépressions barométriques sur le golfe de Gênes. Le contraste est aussi marqué entre la côte d'Istrie et les bassins supérieurs de la Drave et de la Save. L'irrégularité de la courbe de — 1° trahit les perturbations locales dues au relief du sol et les froids excessifs des vallées des Alpes orientales. Le bassin de Klagenfurt est un remarquable îlot de froid, dont nous reparlerons (chap. VII). La Bohême et la Galicie sont aussi le siège de froids relativement excessifs. On remarquera que l'avancée des isothermes froides sur l'Europe centrale correspond à l'axe des hautes pressions barométriques; c'est la *dorsale barométrique* (ch. III).

En été, le tracé des isothermes tend à se rapprocher de la direction des



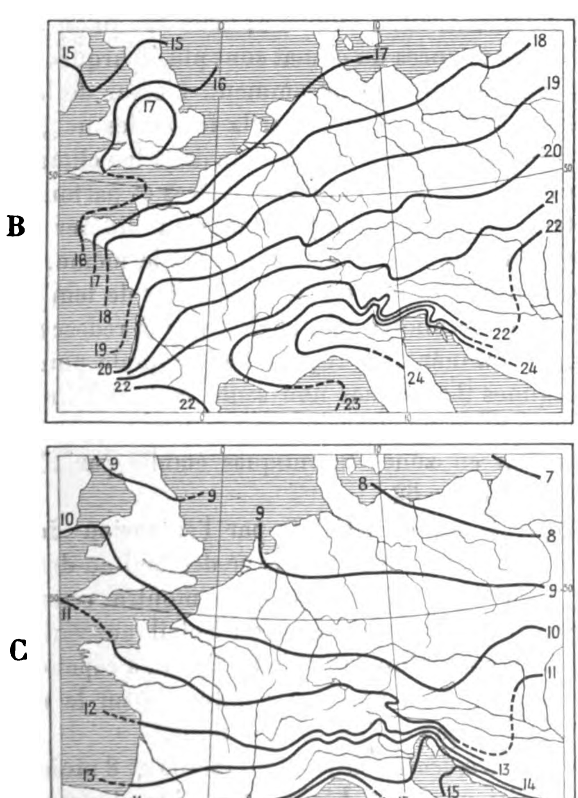


Fig. 51. — Isothermes de l'Europe occidentale, d'après Angot, Trabert et Perlewitz.

A, Janvier ; B, Juillet ; C, moyenne annuelle.

N. B. — **On n'a pas reproduit exactement** les isothermes tracées par Trabert et Perlewitz, mais on a utilisé **les valeurs réelles données par eux** pour chaque station en adoptant les corrections d'altitude **moyennes suivantes : année, 0°,50** ; hiver, 0°,10 ; été, 0°,60 (cf. la bibliographie du chapitre II, p. 137).

parallèles. Mais on observe encore des perturbations sur la côte de l'Océan. Le tracé Nord-Sud persiste sur la côte du golfe de Gascogne. Le Sud-Est français et la plaine du Pô sont relativement chauds en été. La plaine anglaise est le centre d'un maximum thermique très accentué. Le contraste est frappant entre la côte d'Istrie et le bord oriental des Alpes.

Les isothermes annuelles montrent une sorte de compromis entre les tracés de l'hiver et de l'été. On y remarque encore des contrastes assez forts sur les côtes du golfe de Gênes et de l'Adriatique septentrionale. C'est la trace des anomalies profondes de l'hiver.

Régimes thermiques. Zones de Köppen. — La comparaison des mois de janvier et juillet donne une idée à peu près exacte de l'amplitude des variations, car ces deux mois sont presque toujours les mois extrêmes. Elle ne rend pas compte des différents régimes de température, dont l'influence se fait sentir dans tous ses détails sur les manifestations de la vie à la surface du globe. Dans les régions proches de l'équateur, le régime thermique n'a pas grande importance, vu la faible oscillation annuelle; mais dès qu'on entre dans la zone tempérée, les nuances du climat sont plus marquées; la division en quatre saisons le marque suffisamment. L'essor de la végétation, les crues des fleuves déterminées par la fonte des neiges marquent le début du printemps. L'automne amène dans les climats continentaux une période de maigres pour les rivières et partout un arrêt de la vie végétale. Ces dates critiques peuvent différer notablement pour des pays où l'amplitude thermique est la même. En général, cependant, la courbe des moyennes mensuelles de température, qui exprime le régime thermique, monte plus vite et redescend de même dans les climats continentaux. Il y a à tenir compte pour une classification des régimes thermiques non seulement de l'amplitude mais de la durée des périodes de chaleur. C'est sur ce principe qu'est fondée la division en zones thermiques établie par Köppen [7] et reproduite dans la figure 52.

La *zone tropicale* est caractérisée par l'extension de la période chaude sur toute l'année : aucun mois ne descend au-dessous de 20°. L'oscillation insignifiante de la courbe montre cependant deux maxima correspondant aux passages du Soleil au zénith (Batavia, fig. 53). Ce double maximum, si faible qu'il soit, a cependant, comme nous le verrons plus loin, une réelle influence sur le régime de la pression athmosphérique et des précipitations.

Dans la *zone subtropicale*, un mois au moins et 8 mois au plus ont une moyenne inférieure à 20°. L'oscillation thermique est notable et ne présente qu'un maximum, où la chaleur est sensiblement plus forte que dans la première zone. L'abaissement de la température pendant

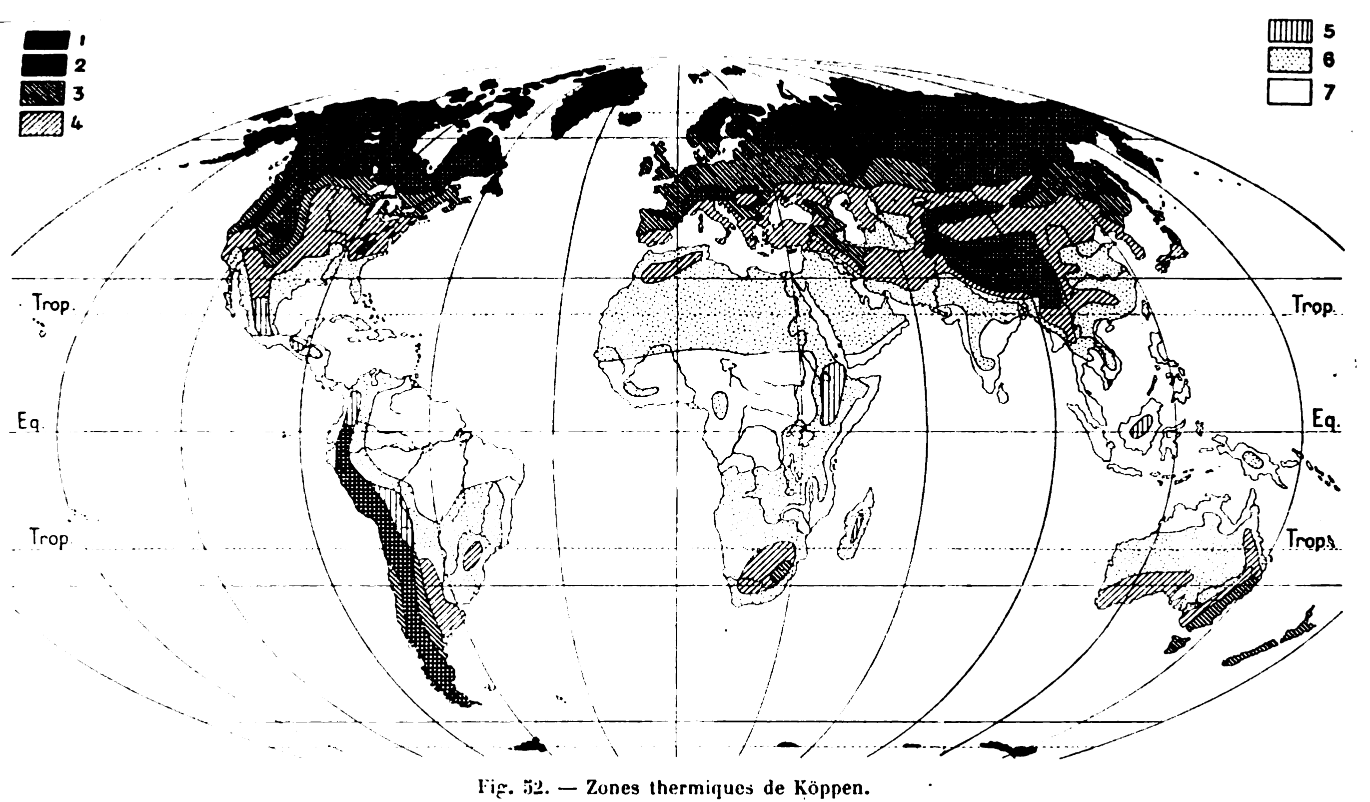


Fig. 52. — Zones thermiques de Köppen.

1, zone polaire; — 2, zone froide (1 à 4 mois tempérés); — 3, zone tempérée à hiver; — 4, zone tempérée à été chaud; — 5, zone constamment tempérée (montagnes des zones 6 et 7); — 6, zone subtropicale (4 à 11 mois chauds); — 7, zone tropicale.

la seconde partie de l'année augmente avec la latitude et l'éloignement des mers (exemples : Bombay et le Caire, fig. 53).

La *zone tempérée* est celle pour laquelle ont été créées les divisions de l'année en saisons exprimant le régime thermique. Il n'y a pas d'hiver dans la zone subtropicale, il y en a un dans la zone tempérée, où 8 mois au moins ont une moyenne inférieure à 20°.

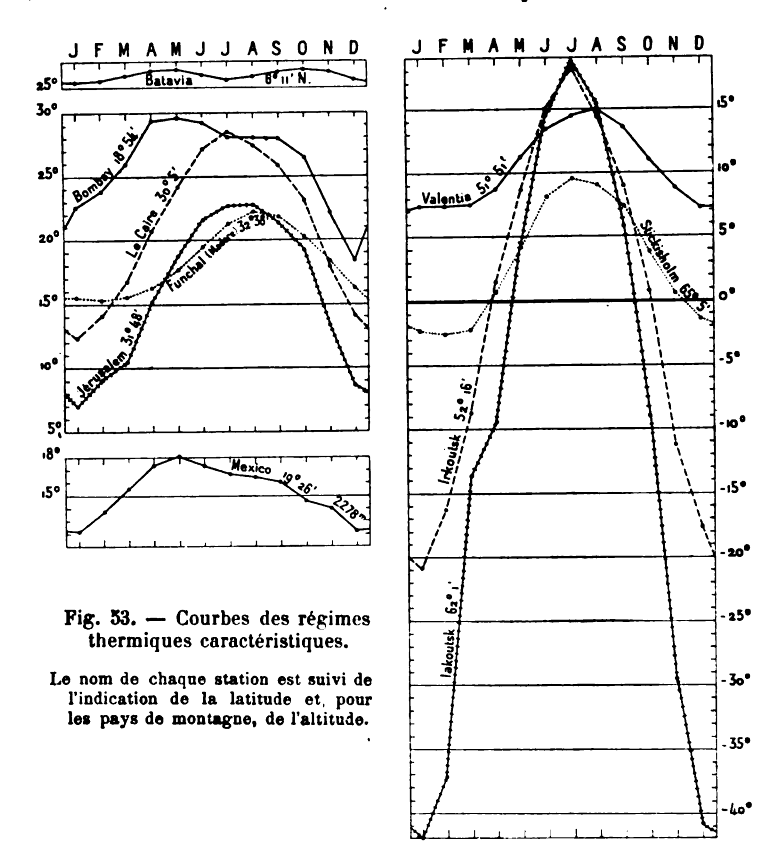


Fig. 53. — Courbes des régimes thermiques caractéristiques.

Le nom de chaque station est suivi de l'indication de la latitude et, pour les pays de montagne, de l'altitude.

Köppen subdivise cette zone en deux sous-zones caractérisées l'une par l'existence d'un été tropical (3 mois au-dessus de 20°), l'autre par un hiver plus marqué. Mais, pour tenir compte des nuances du régime, qui sont très nombreuses dans cette zone, il faudrait encore distinguer entre les climats océaniques et continentaux. Les premiers sont caractérisés par une lente montée de la température et une descente aussi lente. Le printemps et l'automne prennent une importance très grande dans les climats océaniques. L'été et l'hiver semblent se partager l'année dans les climats continentaux. Les

courbes de Valentia (Irlande) et d'Irkoutsk (Sibérie), de Stickisholm (Islande) et de Iakoutsk (fig. 53) mettent en évidence ces contrastes. Le retard de la période chaude, plutôt favorable à la végétation dans la subdivision chaude de la zone tempérée, lui est plutôt nuisible dans la subdivision froide. L'infériorité des climats océaniques sur les climats continentaux s'accuse de plus en plus au fur et à mesure que l'on s'élève en latitude.

Elle est très marquée dans la zone froide, encore plus dans la zone polaire. La zone froide n'a plus d'été proprement dit, 4 mois seulement ont une moyenne supérieure à 10°. Dans la zone polaire tous les mois sont au-dessous de 10° (exemple : Stickisholm, fig. 53). Afin de se rapprocher des conditions réelles, Köppen a employé pour l'établissement de sa carte les températures non réduites au niveau de la mer. Il en résulte que les zones froides et polaires couvrent les moyennes et hautes montagnes de la zone tempérée. Mais, dans la zone tropicale, il y a lieu de faire une place à part au climat des hauteurs, dont le régime thermique est très particulier. Si, en effet, l'altitude abaisse la température au taux des printemps de la zone tempérée, la latitude restreint l'amplitude aux limites des variations de la zone tropicale. Ce climat agréable se retrouve sur les hauts plateaux du Mexique, des Andes, de l'Abyssinie, etc. (exemple : Mexico, fig. 53).

La division en zones de Köppen offre un grand intérêt géographique, car elle explique les traits les plus importants de la répartition des êtres animés et de l'activité humaine. Les botanistes géographes ont constaté (Drude) que les limites de leurs grandes régions florales coïncident à peu près avec celles de ces zones thermiques. L'ethnographe peut remarquer que certaines races paraissent avoir comme domaine propre certaines zones déterminées, et que les civilisations mêmes n'en sont pas indépendantes. Les races primitives sont limitées aux zones extrêmes : zone polaire (Esquimaux, Samoyèdes), zone tropicale (Nègres et Négroïdes). Une race éprouve la plus grande difficulté à se transplanter dans une zone où les périodes de chaleur et de froid ne sont pas les mêmes que dans celle qu'elle habite. L'Européen ne peut faire souche dans la zone tropicale, son organisme se débilite; la cause paraît être le manque d'une période froide. Les races européennes qui réussissent le mieux à s'acclimater, dans la zone subtropicale tout au moins, sont originaires de la subdivision chaude de la zone tempérée (Espagnols, Portugais).

Les régions les plus peuplées du globe coïncident à peu près avec

la zone tempérée, spécialement avec ses parties océaniques et subcontinentales. La civilisation et la puissance économique, originaires de la zone subtropicale, tendent à s'y localiser de plus en plus; et même, après avoir longtemps fleuri dans la subdivision à hiver chaud (civilisations méditerranéennes), semblent se concentrer dans la subdivision à hiver prononcé.

Variation diurne de la température. — On ne peut négliger dans l'étude du régime thermique la variation diurne de la température. Moins importante au point de vue géographique que la variation annuelle, elle devient cependant dans les pays tropicaux un élément capital du climat. C'est en effet dans les basses latitudes

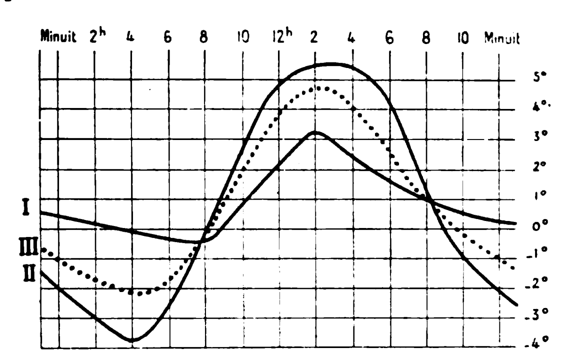


Fig. 54. — Variation diurne moyenne de la température à Paris, d'après Angot.
I, hiver; II, été; III, moyenne annuelle.

qu'elle est la plus forte, atteignant 20 à 25°. Les explorateurs de régions équatoriales nous racontent qu'on y allume du feu pour se chauffer le matin et qu'on y grelotte la nuit si l'on n'est pas couvert.

Dans les régions tempérées, l'oscillation diurne est en moyenne de 10 à 15°. Elle est plus forte dans la saison chaude et plus faible dans la saison froide (fig. 54). Les pays continentaux présentent toujours une courbe plus accusée. Dans une même région, les différences peuvent être très grandes suivant la situation topographique; les lois de ces anomalies sont les mêmes que pour les variations annuelles.

Moyennes générales de température; isanomales. — La latitude et la répartition des terres et des mers sont, en somme, les deux grands facteurs de la distribution des températures. Les météorologues ont essayé d'en évaluer mathématiquement l'influence. Le calcul de la température moyenne des parallèles montre l'influence de la latitude, mais il exprime aussi celle de la répartition des terres

et des mers, si l'on a soin de rapprocher les mois d'été et d'hiver dans les deux hémisphères et d'ajouter la proportion des terres.

Température moyenne des parallèles.

D'après Hann (*Lehrbuch der Meteorologie*, 2e édit., p. 114), Spitaler [4] et Batchelder [6].

LATITUDE	CONTINENTS 0/0		MOYENNE ANNUELLE		MOIS LE PLUS CHAUD		MOIS LE PLUS FROID		OSCILLATION	
	N.	S.	N.	S.	N.	S.	N.	S.	N.	S.
0°. . . .	22		26° 3		26°,4		25°,6		0°,8	
10°. . . .	24	20	26°,8	25°,4	26°,9	26°,3	25°,8	23°,9	1°,1	2°,4
20°. . . .	33	24	25°,2	23°,0	28°,3	25°,4	21°,9	20°,0	6°,4	5°,4
30°. . . .	43	20	20°,3	18°,4	27°,3	21°,8	14°,6	14°,6	12°,7	7°,2
40°. . . .	46	4	14°,0	12°,0	24°,0	15°,6	4°,9	9°,0	19°,1	6°,6
50°. . . .	56	2	5°,8	5°,6	18°,1	8°,3	— 7°	2°,9	25°,1	5°,4
60°. . . .	61	0	1°	— 2°	14°,0	3°,2	— 15°,8	— 7°,6	29°,8	10°,8
70°. . . .	55	0	— 10°,1	— 11°,5	7°	— 0°,8	— 26°	— 22°,2	33°	(21°,3)
80°. . . .	22	?	— 16°,7	— 19°,8	1°,8	— 6°,5	— 33°,5	— 31°,5	35°,3	(25°)

La température décroît constamment de l'équateur vers le pôle, mais c'est entre 30° et 50° que la décroissance est le plus rapide. L'augmentation de l'oscillation thermique avec la latitude est frappante. On remarquera que l'hémisphère Nord a partout l'avantage pour la moyenne annuelle, surtout dans les basses et les hautes latitudes. La saison d'été y est aussi partout plus chaude que dans l'hémisphère Sud. Même pour la saison froide, l'hémisphère Nord a encore l'avantage jusqu'à 30° de latitude, car dans les basses latitudes la variation thermique est faible; mais à partir du 30e parallèle, l'hémisphère océanique est le moins froid. L'oscillation thermique augmente beaucoup plus vite avec la latitude dans l'hémisphère Nord. Dans l'hémisphère Sud, elle atteint son maximum par 30° de latitude et diminue ensuite; c'est que les terres y disparaissent presque complètement.

Les moyennes de température calculées suivant la latitude ont encore l'avantage de permettre une évaluation précise de toutes les anomalies locales de température. L'*anomalie* est mesurée par la différence de la température de chaque station avec la température moyenne du parallèle sur lequel elle est située. Elle est positive ou négative suivant que la station est trop chaude ou trop froide. En joignant les points qui présentent les mêmes anomalies on obtient des courbes dites *isanomales*. Les cartes d'isanomales sont intéressantes à rapprocher des cartes de pression atmosphérique. Elles

montrent d'une manière évidente le rapport des anomalies de pression avec celles de la température (voir le chapitre suivant).

On a tenté de trouver une formule exprimant exactement le rapport de la température avec la latitude et l'étendue des continents, telle que, connaissant ces deux éléments, on puisse calculer la température moyenne d'un parallèle. D'après FORBES [8], la température diminuerait de l'équateur au pôle sur une terre purement océanique, à peu près suivant le cosinus de la latitude, sur une terre purement continentale suivant le carré de ce cosinus. La formule complète est

$$t\varphi = -10^\circ,8 + 32,9 \cos 4/5\,\varphi + 21.2 \cos 2\varphi.$$

Elle donne des résultats conformes à la réalité pour l'hémisphère Nord jusqu'à 75°, pour l'hémisphère Sud jusqu'à 40°.

Zenker a calculé, en partant de l'étude de la chaleur solaire, la température moyenne des parallèles sur un hémisphère entièrement maritime. En partant de ces données, et en faisant intervenir l'étendue des continents, on obtient des résultats coïncidant de façon assez exacte avec les moyennes réelles.

Le calcul et l'observation s'accordent pour montrer que l'influence des terres et des mers n'est pas la même dans les hautes et les basses latitudes. SPITALER a calculé que, de 0° à 45° de latitude, un hémisphère entièrement maritime n'atteindrait que 18°2. Par contre, de 45 à 90°, l'hémisphère continental donnerait — 6°2 contre — 2°7 pour l'hémisphère maritime. La plus haute température moyenne serait donc réalisée sur un hémisphère où domineraient les terres de 0° à 45°, et les mers à partir de 45°. On comprend par suite que la moyenne des températures pour l'hémisphère Sud soit légèrement supérieure à celle de l'hémisphère Nord (15°9 contre 15°2). Plus froid de 5° pendant la saison chaude, il est plus chaud de 3°7 pendant la saison froide La température moyenne de tout le globe est donc plus basse en janvier qu'en juillet, nouveau signe de l'importance des facteurs géographiques et de l'influence prépondérante de l'hémisphère Nord. La quantité de chaleur apportée par le Soleil à la Terre est sensiblement la même pendant toute l'année; la moyenne des températures observées à la surface du sol n'en est pas moins plus basse pendant la saison où l'hémisphère Nord est en hiver. Tel est le bilan de la situation thermique de l'atmosphère à la surface du globe, résumé par le petit tableau suivant :

	Année.	Juillet.	Janvier.	Amplitude.
Hémisphère Nord.	15°,2	22°,5	8°	14°,5
— Sud	15°,9	12°,4	17°,5	5°,1
Toute la Terre.	15°,1	17°,4	12°,7	4°,7



1. — HUMBOLDT. Des lignes isothermes de la distribution de la chaleur sur le globe (*Mém. Soc. d'Arcueil*, 1817) (première carte d'isothermes, montrant le contraste entre les côtes Est et Ouest; reproduction dans HELMHOLTZ. Neudruck von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus, Berlin, 1897).

2. — BUCHAN (A.). Report on atmospheric circulation. *Voyage of H. M. S. Challenger. Physics and Chemistry*, t. II, 263 p., cartes 1-26, 1889.

3. — HANN (J.). Atlas der Meteorologie. Gotha, 1887 (Berghaus' Physikalischer Atlas, Abt. III).

4. — SPITALER (R). Ueber Temperatur-Anomalien auf der Erdoberfläche. *P. M.*, 1887, p. 364, pl. 20, et 1889, p. 281, pl. 17-18.

5. — VAN BEBBER (J.). Die Verteilung der Wärmeextremen über die Erdoberfläche. *P. M.*, XXXIX, 1893.

6. — BATCHELDER (S. F.). A new series of isanomalous temperature charts based on Buchans Isothermal charts. *Amer. Met. J.*, 1894.

7. — KÖPPEN. Die Wärmezonen der Erde nach Dauer der heissen, kalten und gemässigten Zeit und nach Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. *Met. Z.*, 1884, p. 215.

8. — FORBES (J. D.). Inquiries about terrestrial temperature. *Trans. Edinburgh R. Soc.*, t. XXII.

Outre ces travaux généraux, il a paru utile de signaler les principales études régionales de la température, basées sur des séries régulières. Le nombre en est beaucoup plus restreint qu'on ne le croit généralement.

9. — ANGOT (A.). Études sur le climat de la France, Température, 1re partie. *Ann. Bur. centr. Mét.*, 1900, Paris, 1902, p. B 33-118; 2e partie (1902), Paris, 1905, p. 41-130; 3e partie (1904), Paris, 1907 (étude critique modèle des températures; résumé avec cartes mensuelles : *A. d. G.*, XIV, 1905, p. 296-309, pl. 7).

10. — PERLEWITZ (P.). Versuch einer Darstellung der Isothermen des Deutschen Reichs. *Forsch. z. D. Landes u. Volksk.*, XIV, 1903, p. 81-150, 3 cartes (pousse trop loin le désir d'éliminer les anomalies locales).

11. — TRABERT. Isothermen von Oesterreich. *Denksch. Ak. d. Wiss. Wien*, 1901, LXXIII, p. 346-463, 6 pl.) (pourrait être accusé au contraire de n'avoir pas assez éliminé les influences orographiques; correction d'altitude uniforme de 0°,5 par 100 m.).

12. — HANN (J.). Temperaturverhältnisse der Oesterreischischen Alpenländer, 1851-1880. *Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien*, 1884 et 1885 (a très bien étudié ces influences).

13. — BUCHAN. Carte des îles Britanniques. *J. Scot. Met. Soc.*, t. XIII-XIV (reprod. dans BARTHOLOMEW, Physical Atlas, III, pl. 6, cartes mensuelles).

14. — HANN. Atlas der Meteorologie (donne la meilleure représentation des isothermes des États-Unis).

15. — BARTHOLOMEW. Physical Atlas, III, pl. 9 et 10. Isothermes de l'Inde, de l'Australie et du Sud Africain, par BUCHAN.

16. — WILD. Temperaturverhältnisse des Russischen Reichs, *Supplement Bd. zur Repertorium für Met.*, 1881 (Cartes reproduites dans RYKATSCHEF, Atlas climatologique de l'Empire russe, Pétersbourg, 1900; ces cartes sont encore la base de notre connaissance de l'Asie centrale et septentrionale).

CHAPITRE III

LES MOUVEMENTS DE L'ATMOSPHÈRE

Observation de la pression atmosphérique. — Les mouvements de l'atmosphère ont de tout temps vivement frappé l'imagination par les changements qu'ils impriment aux caractères du climat; des noms ont été donnés presque partout aux vents, mais ce n'est que depuis peu de temps qu'on est arrivé à en reconnaître les causes. Il fallait, en effet, pour comprendre la relation du vent avec la pression atmosphérique, que les observations barométriques se fussent généralisées. La précision plus ou moins grande de nos idées sur la circulation atmosphérique dépend de notre connaissance plus ou moins parfaite de la répartition des pressions. Il est donc utile de savoir comment ces données sont acquises.

Le seul baromètre exact est le *baromètre à mercure*, dans lequel la pression est évaluée par la hauteur de la colonne de mercure qui lui fait équilibre. Les *anéroïdes* sont des instruments plus commodes à transporter, qu'on préfère généralement pour les voyages, mais dont les indications sont moins sûres.

L'anéroïde est constitué par une boîte métallique, cylindrique, dans laquelle on a fait le vide. La base du cylindre, formée par des lames minces et plissées s'affaisse ou se relève, suivant que la pression atmosphérique est plus forte ou plus faible, et communique son mouvement à une aiguille, qui se déplace sur un cadran gradué. La pression est rapportée à la hauteur de la colonne de mercure du baromètre normal exprimée en millimètres. Les baromètres enregistreurs sont généralement des anéroïdes.

La lecture du baromètre à mercure doit subir plusieurs corrections, dont la plus importante a pour but d'éliminer la dilatation du mercure dépendant de la température, en ramenant la lecture à celle qui aurait été faite à 0°. Des tables donnent cette correction pour toutes les températures. On construit des anéroïdes dits compensés, pour lesquels il n'est pas besoin de faire de correction de température.

Les moyennes barométriques servent à construire des cartes d'isobares, suivant le même principe que les isothermes. La pression est bien entendu réduite à la valeur qu'elle aurait au niveau de la mer. Les mêmes précautions sont à recommander pour la construction des cartes d'isobares que pour celle des cartes d'isothermes.

Observation du vent. — Depuis longtemps on observe les vents, mais des données réellement précises sont relativement rares. Il y a deux éléments à évaluer : la direction est donnée par l'observation de girouettes. Il est difficile d'en construire qui soient assez sensibles

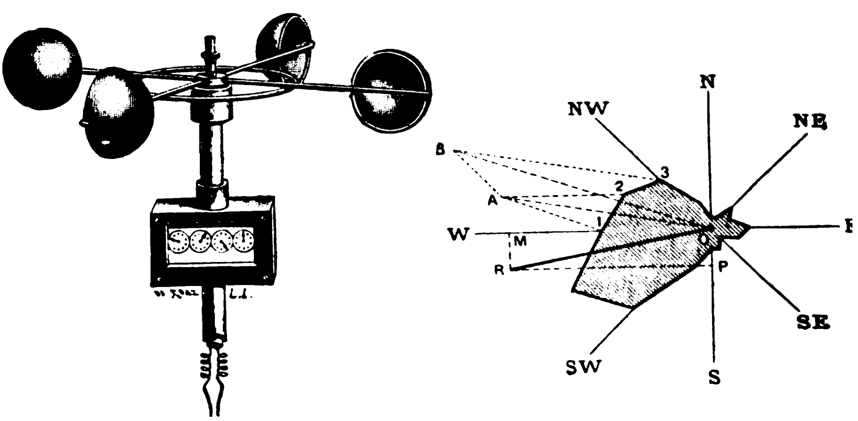


Fig. 55. — Anémomètre Robinson (fig. extraite de Angot, *Instructions météorologiques*).

Le vent, quelle que soit sa direction, trouve prise sur une des sphères creuses.

Fig. 56. — Rose anémométrique. Construction de la direction moyenne (OR) (fig. extraite de Angot, *Instructions météorologiques*).

pour s'orienter rapidement à chaque saute du vent, sans être entraînées au delà de la position d'équilibre et livrées par suite à des oscillations continuelles. La vitesse se mesure généralement à l'aide d'instruments appelés anémomètres, dont le plus répandu est l'*anémomètre Robinson* (fig. 55). On construit maintenant des appareils enregistreurs très compliqués qui donnent à la fois la vitesse et la direction du vent. Mais leur emploi est limité à un petit nombre d'observatoires.

A défaut d'instruments, on peut évaluer la direction du vent et même sa vitesse à l'estime. L'échelle la plus usitée est la suivante : 0, *calme* correspondant à une valeur inférieure à 1 mètre par seconde ; 1, vent *faible* (1 à 4 m.) ; 2, *modéré* (4 à 8 m.) ; 3, *assez fort* (8 à 12 m.) ; 4, *fort* (12 à 16 m.) ; 5, *violent* (16 à 25 m.) ; 6, *ouragan* (plus de 25 m.).

La vitesse est l'élément dont la détermination est la plus délicate. La direction, beaucoup plus importante au point de vue géogra-

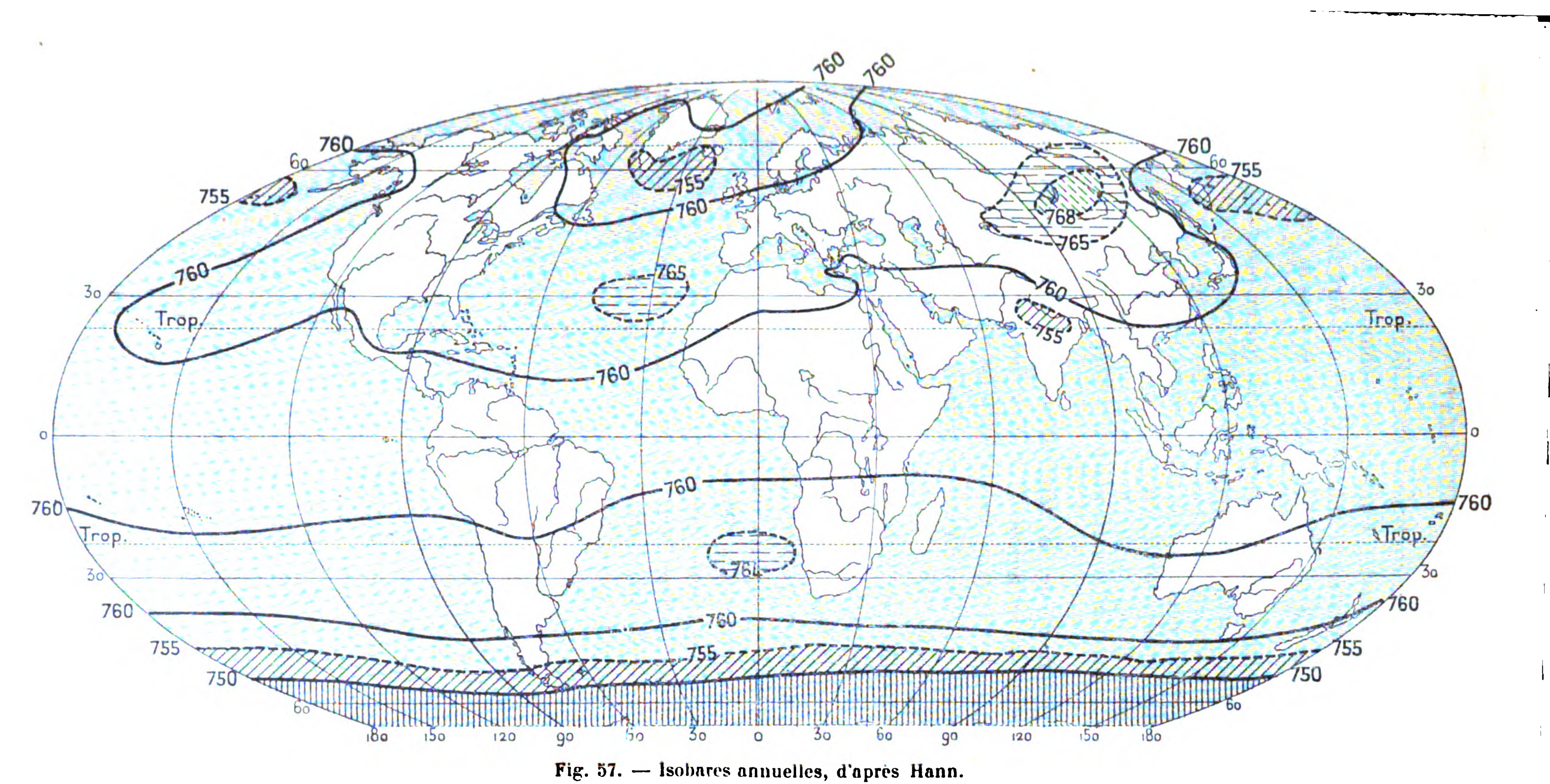


Fig. 57. — Isobares annuelles, d'après Hann.

Les principales aires de minimum barométrique sont grisées en traits continus; les principales aires de maximum, en traits discontinus.

phique, est, si l'on se contente d'évaluations approximatives, d'une appréciation plus facile. Comme elle change fréquemment, il ne s'agit que de valeurs moyennes, et l'on peut être satisfait en les rapportant à une des 8 ou 16 directions de la rose des vents.

Le calcul des directions moyennes se fait par un procédé graphique, en portant des longueurs proportionnelles à la fréquence des directions observées (fig. 56). On obtient ainsi une rose anémométrique qui montre généralement au premier coup d'œil le vent dominant. Par application du principe du parallélograme des forces, on peut ramener successivement les 16 directions à 8, puis 4, puis 2, puis une résultante. La direction moyenne ainsi obtenue sera notée sur la carte par une flèche.

Traits généraux de la répartition géographique des pressions et des vents. — La figure 57 montre les conditions moyennes de répartition de la pression atmosphérique, les figures 59 et 61 représentent le cas des deux mois extrêmes, janvier et juillet, avec la direction des vents. L'examen de ces cartes révèle des faits qui, par eux-mêmes, semblent indiquer clairement la relation qui existe entre le vent et la pression barométrique; si on les rapproche des cartes d'isothermes, le rapport entre la répartition des pressions et celle des températures apparaît aussi très nettement. Il est particulièrement instructif de rapprocher la carte des isobares annuelles d'une carte des isanomales (fig. 58).

Voici les faits généraux qui ressortent de cet examen : le trait le plus constant, sensible dans la moyenne comme dans les deux saisons extrêmes, est l'existence d'une zone de basses pressions équatoriales correspondant à la zone de hautes températures, dont nous avons constaté l'existence. De part et d'autre de la zone des basses pressions, nous voyons le vent souffler du Nord-Est dans l'hémisphère Nord, du Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Ces vents très réguliers sont connus depuis longtemps sous le nom d'*alizés*. Leur explication a été le premier problème abordé par les océanographes et les météorologistes. Il est évident qu'ils sont déterminés par les basses pressions équatoriales auxquelles correspondent des calmes bien connus des marins et fort redoutés avant la navigation à vapeur. Ces basses pressions équatoriales ont été expliquées déjà par Hadley, comme dues aux mouvements ascendants déterminés par le surchauffement qui dilate l'air; l'alizé vient combler les vides ainsi produits.

De part et d'autre de la zone des alizés, nous trouvons de hautes pressions, puis des basses pressions en approchant du cercle polaire. La disposition zonale est plus régulière dans l'hémisphère Sud, où les océans tiennent la plus grande place, beaucoup plus irrégulière dans

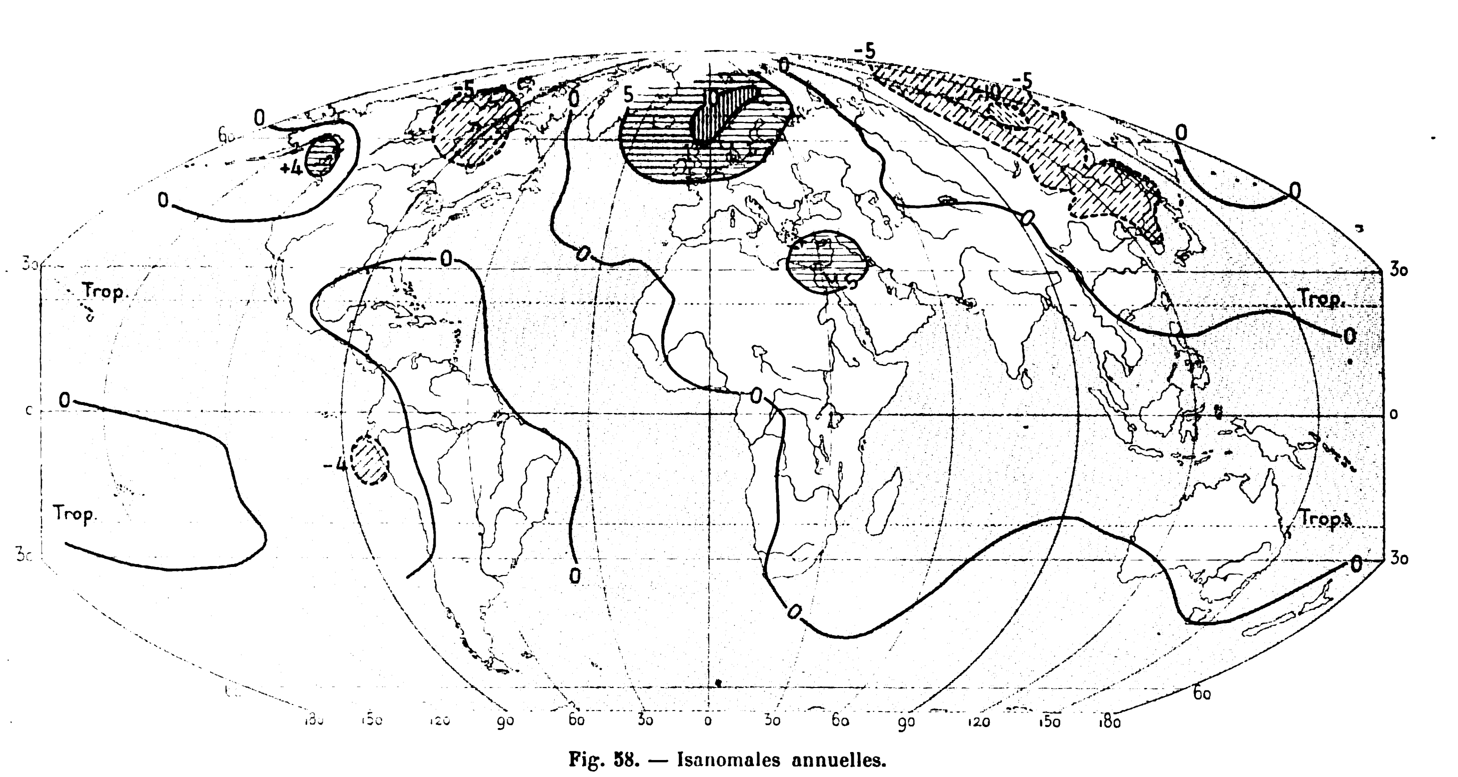


Fig. 58. — Isanomales annuelles.

Les principales aires d'anomalie positive sont grisées en traits continus; les principales aires d'anomalie négative, en traits discontinus.

l'hémisphère Nord. Cette simple constatation indique que la répartition des terres et des mers a une influence très grande sur le régime de la circulation atmosphérique. La comparaison des isobares et des isanomales de température annuelles montre clairement en quoi consistent ces influences. On voit que les centres de basses pressions, qui existent sur l'Atlantique et le Pacifique Nord, correspondent à de fortes anomalies thermiques positives, et que le centre de haute pression qui se montre sur l'Asie correspond à une anomalie négative non moins nette. Il se confirme donc que les basses pressions sont dues aux mouvements ascendants de l'air déterminés par le surchauffement. Les hautes pressions correspondent d'autre part à un centre de froid. L'exactitude de cette loi se confirme en comparant les cartes de janvier et juillet. C'est en janvier que la situation atmosphérique est le plus troublée; et, pour le comprendre, il suffit de se reporter aux isothermes de ce mois. Le centre de basse pression de l'Atlantique Nord s'est creusé d'autant plus que l'excès de température de la mer par rapport au continent s'est accusé. Le centre de haute pression de Sibérie s'est étalé sur toute l'Asie qui est, comme on le sait, remarquablement froide par rapport aux mers environnantes. Au contraire, au mois de juillet, les basses pressions atlantiques s'atténuent, le maximum barométrique d'Asie disparaît et est remplacé par un centre de basse pression situé sur la partie la plus échauffée du continent.

L'influence de la répartition des pressions sur les vents est dans tous les cas frappante. Les basses pressions attirent à elles le vent. On voit au contraire les hautes pressions refouler l'air tout autour d'elles. Mais il semble que dans les deux cas le mouvement de l'air soit dévié. Il en résulte un système de tourbillons convergents ou divergents suivant qu'on a affaire à un centre de basse ou de haute pression. Quand la disposition des pressions change, les vents changent aussi. Aussi le régime de l'hémisphère Nord est-il bien plus instable que celui de l'hémisphère Sud.

Définitions météorologiques. — Les météorologistes ont donné des noms, maintenant universellement employés, aux types divers de répartition des pressions atmosphériques, et créé des notions établissant leurs rapports avec les vents. On appelle *cyclones* ou *aires cyclonales* les centres de basses pressions ou minima barométriques, *anticyclones* ou aires *anticyclonales* les centres de hautes pressions ou maxima. La vitesse et la direction du vent sont liées à la forme et au rapprochement des isobares. Le *gradient* exprime

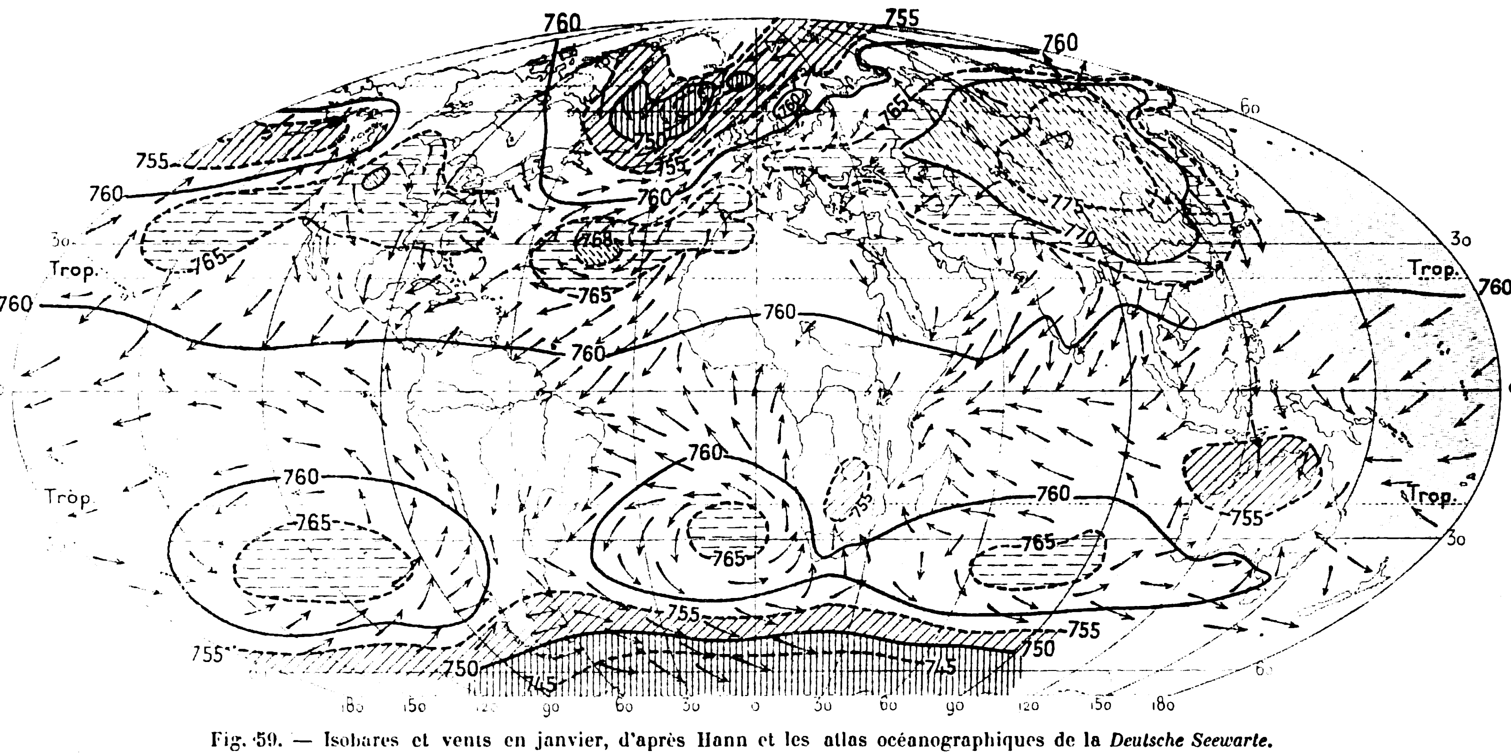


Fig. 59. — Isobares et vents en janvier, d'après Hann et les atlas océanographiques de la *Deutsche Seewarte*.

Les aires de maximum et de minimum sont indiquées par les mêmes signes que dans la figure 58.

la force, naturellement perpendiculaire aux isobares, qui tend à faire affluer l'air vers les aires cyclonales ou à le faire refluer autour des anticyclones. Cette force peut être évaluée par la différence de pression mesurée sur une ligne normale aux isobares entre deux points distants d'un degré de méridien (111 km.). Un gradient de 3 mm. donne un vent très fort, un gradient de 5 mm. correspond à un vent de tempête. La vitesse n'est pas d'ailleurs directement proportionnelle au gradient, elle augmente plus vite. C'est sur mer que cette augmentation est le plus rapide, le frottement étant moindre que sur les continents.

On constate que la direction du vent ne correspond jamais au gradient. Le cas des alizés suffit à montrer qu'il y a déviation vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud (droite et gauche entendues dans le même sens que les rives d'un fleuve). Si l'on envisage les aires cyclonales et anticyclonales, qui s'individualisent dans les latitudes moyennes et élevées, on constate qu'il en est toujours ainsi. Il en résulte un mouvement tourbillonnaire convergent autour des cyclones et divergent autour des anticyclones. Ces tourbillons se font en sens contraire dans les deux hémisphères, comme le montre la figure 60. On leur donne le nom de *mouvements cyclonal* et *anticyclonal*. On voit que l'observateur suivant le vent a toujours les basses pressions à sa gauche dans l'hémisphère Nord, à sa droite dans l'hémisphère Sud, observation très importante pour les marins.

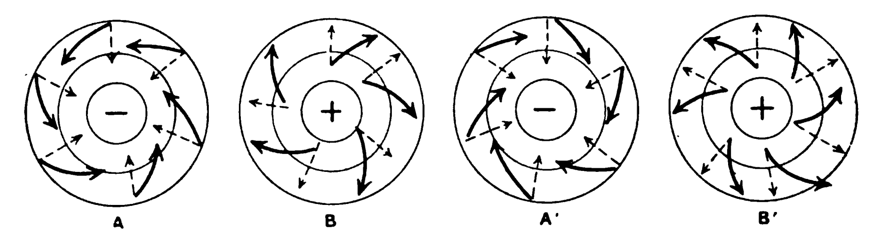


Fig. 60. — Mouvement cyclonal (A et A') et anticyclonal (B et B').
A B, dans l'hémisphère Nord; — A' B', dans l'hémisphère Sud.

La notion des aires cyclonales est sortie des premières recherches de Le Verrier sur les tempêtes (1850-1860). Celle des anticyclones est due au météorologiste anglais Francis Galton (*Meteorographica*, 1861). C'est Buchan, le savant physicien de l'expédition du *Challenger*, qui a créé la notion du gradient (1865). La loi qui règle la direction du vent par rapport au centre d'une dépression barométrique a été énoncée clairement pour la première fois par le météorologiste hollandais Buys Ballot (1860) et est souvent désignée sous le nom de « loi de Buys Ballot ».

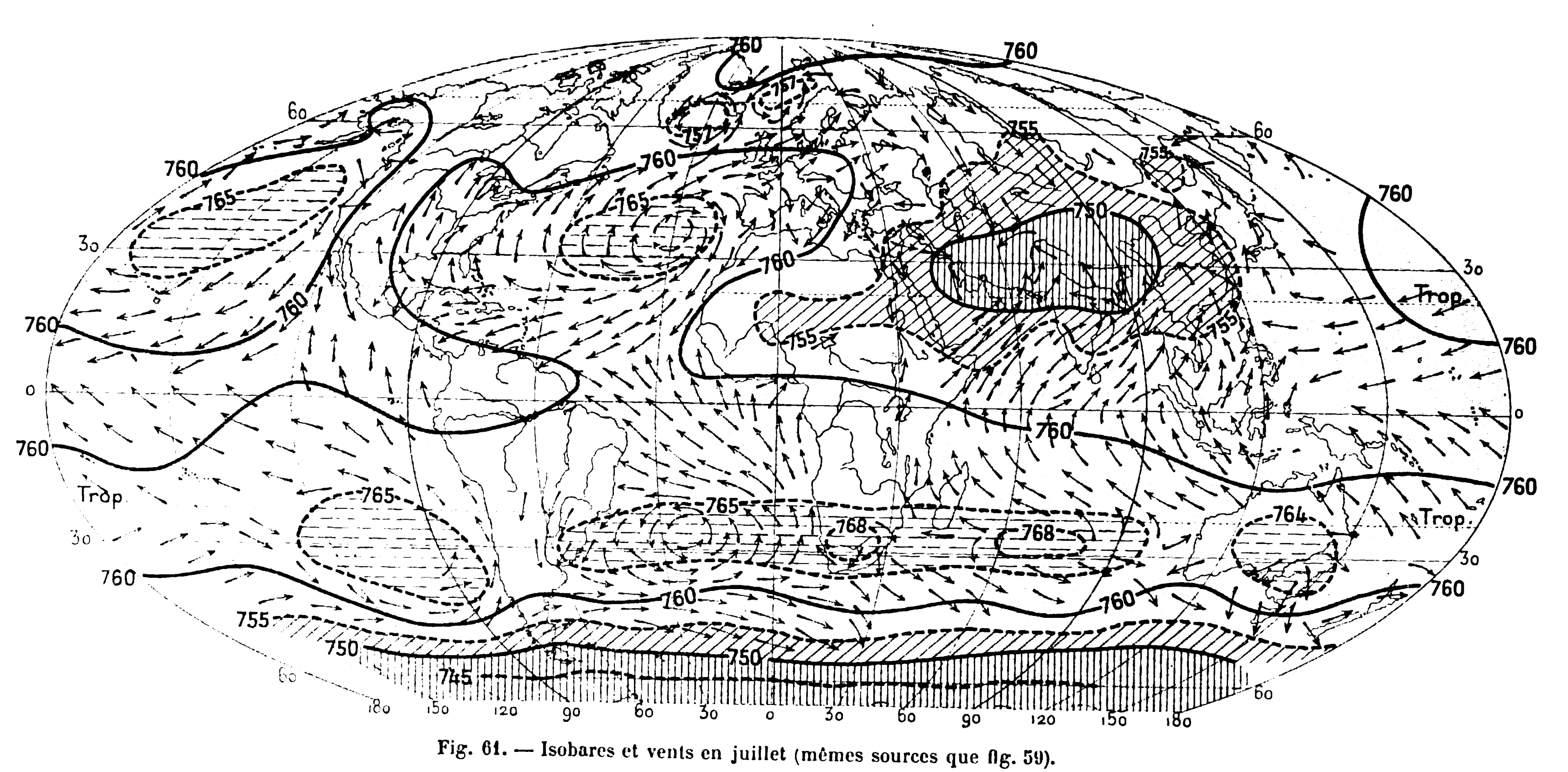


Fig. 61. — Isobares et vents en juillet (mêmes sources que fig. 59).

Les aires de maximum et de minimum sont indiquées par les mêmes signes que dans la figure 57.

Le problème de la circulation atmosphérique. La déviation. — Tous ces faits et ces lois sont, on le voit, d'acquisition relativement récente. Les conditions de répartition de la pression et des vents étaient loin d'être connues avec la même précision qu'à l'heure actuelle, lorsque Hadley, puis Ferrel ont édifié la théorie de la circulation atmosphérique, à laquelle, malgré l'acquisition de tant de faits nouveaux, nous ne sommes guère en mesure de rien ajouter de définitif.

L'examen des cartes nous a révélé les faits suivants : les basses pressions correspondent en général aux anomalies thermiques positives, les hautes pressions aux anomalies thermiques négatives. Cependant il n'y a là qu'une constatation empirique, qui n'a même pas la valeur d'une loi générale. En effet, que signifie la zone de haute pression des latitudes moyennes, et les basses pressions, qui forment une bande très régulière dans les hautes latitudes de l'hémisphère Sud? Si la pression ne dépendait que de la répartition des températures, l'hémisphère Sud, à peu près entièrement océanique, devrait nous montrer un maximum polaire et un minimum équatorial. Le problème de la circulation atmosphérique n'est donc pas purement thermique. D'autre part, nous constatons que le vent ne suit pas le gradient; il est dévié soit vers la droite, soit vers la gauche. L'explication de la déviation du vent et des bandes de haute et basse pression des latitudes moyennes et élevées sont les deux grandes difficultés du problème de la circulation atmosphérique.

La question de la déviation a été d'abord envisagée à propos des alizés. On s'est rendu compte aisément qu'elle est en rapport avec le mouvement de rotation de la terre. Le sens différent de la déviation de part et d'autre de l'équateur en est un indice. Mais l'explication donnée par Hadley, et souvent répétée depuis, était fausse. Ce n'est pas parce que l'air, qui tend à gagner l'équateur, atteint successivement des parallèles où la rotation est de plus en plus rapide, qu'il est dévié vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Le mathématicien Poisson avait envisagé parfaitement la question dès 1837, en étudiant d'une façon abstraite le mouvement d'un mobile quelconque à la surface de la terre. Babinet et Ferrel ont appliqué ses équations aux vents. Sans entrer dans le détail de la démonstration, accessible seulement au moyen des mathématiques supérieures, il suffit, pour faire comprendre la question, de remarquer que, si l'explication à laquelle il vient d'être fait allusion était exacte, la déviation dépendrait du sens du mouvement. Elle serait maximum pour un gradient dirigé le long d'un

méridien vers l'équateur, elle serait nulle pour un gradient suivant un parallèle. Or l'observation montre qu'il n'en est rien. La déviation est la même sur tout le pourtour d'une aire cyclonale, elle est donc indépendante de la direction du gradient. Elle ne dépend que de la latitude et de la vitesse, autrement dit de la force du gradient, suivant une formule très simple, applicable à tous les mouvements à la surface de la terre :

$$\Delta = 2 \omega v \sin \varphi$$

(ω = l'accélération de la pesanteur, v = la vitesse, φ = la latitude).

En fait, on constate que la déviation est plus forte dans les hautes latitudes que près de l'équateur; vers le 40ᵉ et le 50ᵉ parallèle, sa valeur moyenne est de 45°. On sait aussi qu'elle est d'autant plus marquée que la dépression est plus profonde. Dans les cyclones des mers tropicales, le vent arrive à être tangent aux isobares. La déviation dépend encore du frottement, qui tend à la diminuer. Aussi est-elle plus forte sur la mer que sur les continents, et dans les couches élevées que dans les couches basses de l'atmosphère.

Relation entre le mouvement de l'air dans les couches inférieures et supérieures de l'atmosphère. — Ces considérations trouvent

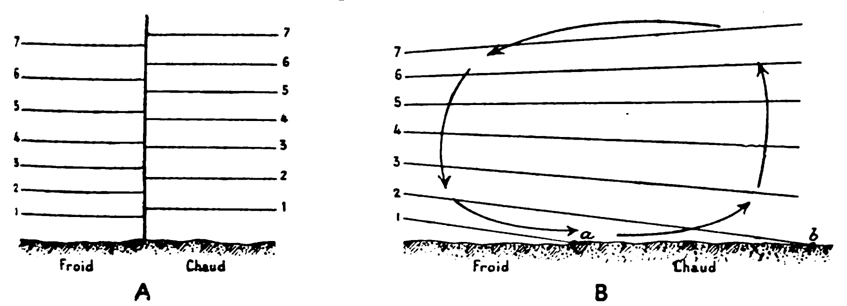


Fig. 62. — Théorie thermique du vent.

1, 2, 3, 4, etc., sections des surfaces isobares, c'est-à-dire des surfaces où la pression est partout la même.

leur application dans la théorie de la circulation atmosphérique générale.

Expliquons d'abord les rapports constatés entre les anomalies thermiques et les différences de pression. Imaginons qu'on puisse isoler, par une cloison empêchant tout échange thermique, deux colonnes d'air, dont l'une sera plus chaude que l'autre. L'air chaud se dilatant, on voit par la figure 62 A que la même pression se trouvera partout à une altitude plus élevée du côté chaud que du côté

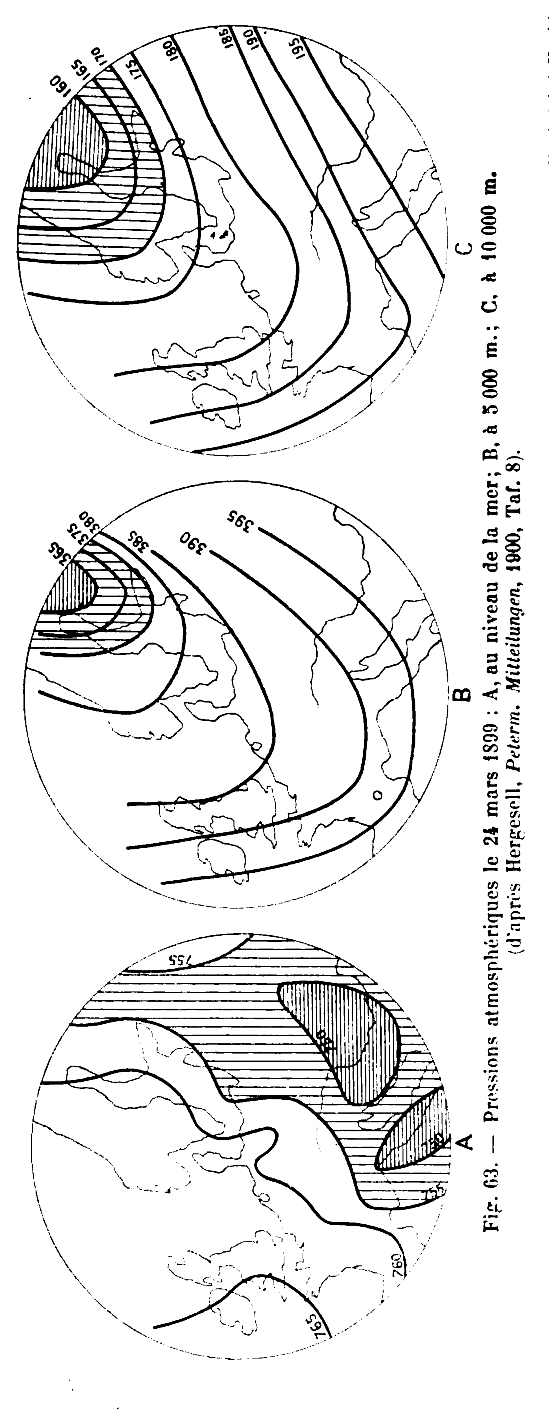


Fig. 63. — Pressions atmosphériques le 24 mars 1899 : A, au niveau de la mer ; B, à 5 000 m. ; C, à 10 000 m. (d'après Hergesell, *Peterm. Mitteilungen*, 1900, Taf. 8).

froid. Supprimons la cloison, nous rentrons dans les conditions de la réalité (fig. 62 B). La pression se trouvant plus élevée du côté chaud dans les couches supérieures, l'air tend à s'écouler vers la région froide. Les surfaces isobares sont inclinées dans le sens du mouvement, qui dure tant que subsiste la différence de température. L'air vient ainsi s'accumuler dans la zone froide, où il est animé d'un mouvement descendant, et s'échappe constamment de la zone chaude, où il est animé d'un mouvement ascendant. Par suite, il y aura bientôt un réel déficit aux dépens des couches inférieures de l'atmosphère dans la zone chaude, tandis que l'air, se tassant dans la zone froide, sera beaucoup plus dense au voisinage du sol. Les surfaces isobares seront donc inclinées en sens contraire dans les couches supérieures et dans les couches inférieures de l'atmosphère, et dans celles-ci se produira un mouvement de l'air vers la région chaude. Les données météorologiques,

que nous avons analysées nous représentent ce qui se passe dans cette zone basse au contact du sol. Aussi voyons-nous les basses pressions correspondre aux régions chaudes et le vent y affluer, tandis que de hautes pressions correspondent aux zones froides, d'où l'air diverge. La réalité du mouvement en sens inverse des couches supérieures de l'atmosphère a pu cependant être établie par expérience. L'alizé, qui s'explique par la théorie thermique, n'est sensible que jusqu'à une hauteur de 2000 m. Au delà, on constate un mouvement de l'air vers l'Est, appelé par les météorologistes contre-alizé. L'observation en a été faite depuis longtemps au sommet des montagnes de la zone équatoriale, particulièrement au pic de Ténérife (3675 m.). Les cendres des éruptions volcaniques des Antilles ont toujours été portées vers le NE. Celles de Saint-Vincent, en 1812, sont allées sur la Barbade; celles du Coséguina dans le Nicaragua, en 1835, sur la Jamaïque. Des observations récentes faites près des Açores, au moyen de cerfs-volants munis d'appareils enregistreurs, ont donné des résultats concordants. Les mêmes constatations ont pu être faites dans nos régions tempérées au moyen d'ascensions de ballons et de cerfs-volants lancés régulièrement par divers observatoires. Les 3 cartes reproduites (fig. 63) montrent nettement combien la répartition des pressions est différente dans les couches supérieures de l'atmosphère et dans les couches inférieures.

D'une manière schématique, on doit se représenter le mouvement cyclonal, envisagé dans son ensemble, comme un tourbillon ascendant, où l'air afflue par la base et s'échappe par le haut; tandis que dans le mouvement anticyclonal on a affaire à un tourbillon descendant, où l'air afflue par le haut et s'échappe par le bas. L'observation tend d'ailleurs à montrer que l'axe de ces tourbillons n'est pas vertical, mais plus ou moins incliné et tordu. C'est ce qui ressort notamment de l'examen des 3 cartes de la figure 63.

Nous sommes maintenant à même de comprendre dans ses grandes lignes la théorie de la circulation atmosphérique générale. Le branle est donné par l'échauffement intense de la zone équatoriale, d'où résulte un mouvement ascendant de l'air, qui, dans les couches supérieures, tend à s'écouler vers le pôle (contre-alizé). Mais ce mouvement est contrarié par l'influence de la rotation de la terre, qui fait dévier le filet d'air vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. La déviation augmentant avec la latitude et étant beaucoup plus forte dans les couches supérieures de l'atmosphère, la figure 64 montre que le contre-alizé ne peut dépasser les latitudes moyennes. L'air viendra donc s'y accumuler,

et le seul tassement de la colonne atmosphérique très élevée ainsi formée suffira pour donner au niveau du sol des pressions très fortes. Les latitudes élevées se trouveront ainsi en déficit au point de vue de la quantité d'air, en d'autres termes, la colonne atmosphérique y sera moins épaisse. Par suite, la pression à la surface du sol sera beaucoup plus basse qu'au voisinage des tropiques.

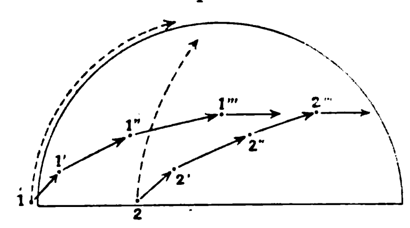


Fig. 64. — Explication de l'accumulation de l'air dans les latitudes moyennes.

Les flèches en pointillé (1 et 2) représentent le chemin que suivrait un filet d'air du contre-alizé, si la Terre était immobile. 1, 1', 1", 1''' et 2', 2", 2''', déviations successives sous l'influence de la rotation.

On voit que la clef du régime des vents observés à la surface du sol doit être cherchée dans la haute atmosphère. Le géographe ne peut donc se désintéresser des résultats acquis dans l'étude de ces couches supérieures de l'air.

Cette étude, commencée depuis peu, prend de jour en jour plus d'importance aux yeux des météorologistes. En France, l'observatoire de Trappes, créé par M. Teisserenc de Bort, en Allemagne, les observatoires de Münich et Berlin, aux États-Unis, l'observatoire de Blue Hill lancent quotidiennement des cerfs-volants, et recueillent les observations faites par les ballons. Un périodique scientifique spécial (*Beiträge zur Physik der freien Atmosphere*), a été créé pour centraliser toutes les données sur la haute atmosphère.

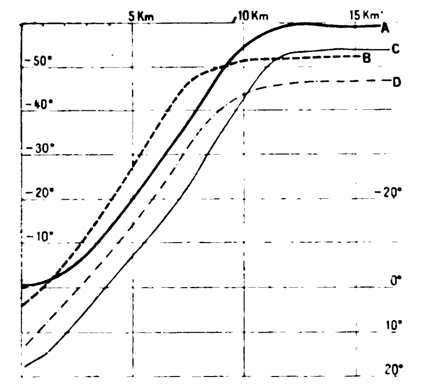


Fig. 65. — Décroissance de la température avec l'altitude, d'après Humphreys.

A et C, hautes pressions; B et D, basses pressions: A et B, hiver; C et D, été.

Le résultat le plus intéressant acquis depuis dix ans est l'uniformité relative de la température à partir d'une altitude voisine de 11 km. C'est la *couche isotherme* de Teisserenc de Bort [2]. L'étude comparée d'un matériel d'observations assez étendu a permis à Humphreys [4] de montrer que cette couche est plus élevée et de température plus basse dans les zones de haute pression, ce qui confirme la théorie du vent, et qu'elle est en général moins élevée et plus chaude en été qu'en hiver (fig. 65, A).

Le rapport de la couche isotherme avec la latitude est encore plus intéressant à connaître :

D'après Teisserenc de Bort [4] elle s'abaisse notablement de l'équateur vers le pôle. On l'a trouvée à 10 km. en Laponie, à 12 km. en France, à 13-14 km. aux Açores, et les cerfs-volants qui se sont élevés le plus haut près de l'équateur (15 km.) ne l'ont pas atteinte.

C'est en somme au-dessous de la couche isotherme que se produisent tous

les mouvements de l'atmosphère intéressant la surface du sol qui est le domaine de la géographie, mais ce sont les ruptures d'équilibre thermique dans les couches supérieures de l'atmosphère qui en règlent le rythme général.

Principaux régimes de vents. Régime équatorial. — Si toutes les difficultés théoriques soulevées par l'explication des mouvements de l'atmosphère ne sont point encore résolues, on peut se contenter des résultats obtenus pour rendre compte de la répartition moyenne des pressions, et de ses variations dans l'année, entraînant la variation des vents. Nous distinguerons le régime équatorial, celui des latitudes moyennes, celui des hautes latitudes et le régime des moussons.

L'aire d'extension du régime équatorial comprend la zone du minimum équatorial et les zones d'alizés. La température variant peu dans ces régions, la pression varie aussi très peu et le régime des vents est très régulier, ses variations ne dépendant que des facteurs cosmiques du climat. En effet la position du maximum thermique n'est pas toujours la même, il se déplace suivant que la zone où le Soleil passe au zénith est au Nord de l'équateur (mai-septembre), ou au Sud (octobre-mars). La zone des calmes équatoriaux suit dans ses déplacements celle du maximum thermique. Par suite de cette oscillation de la zone des calmes, il y a une bande, large de 10 à 12 degrés de latitude, dans laquelle la direction des alizés se trouve renversée d'une saison à l'autre. C'est la seule variation du régime équatorial. Mais il faut noter que ce régime est rarement réalisé dans sa pureté théorique; en maints endroits il est troublé par l'influence d'un autre régime, dû aux variations de température que détermine la répartition des terres et des mers, le régime des moussons.

Régime des latitudes moyennes. — Plus variable que le régime équatorial, de plus en plus capricieux vers le Nord, il règne sur une zone comprise entre 30° et 70° de latitude. Ce qui le caractérise c'est l'instabilité. Rien de plus régulier que les alizés; le minimum équatorial avec sa zone de calmes est constant, son oscillation du Nord au Sud est toujours la même; la carte faite pour une année quelconque ressemblerait beaucoup à la carte moyenne. Au contraire, au delà des tropiques, la situation atmosphérique se modifie incessamment. Les données que représentent nos cartes ne doivent être considérées que comme des moyennes, très éloignées des écarts extrêmes qu'on peut observer. Les anticyclones marqués peuvent disparaître complè-

tement à un moment donné, remplacés par des dépressions, et réciproquement. Les maxima et les minima figurés représentent seulement les régions où l'on observe le plus fréquemment de hautes ou de basses pressions. La position des cyclones est particulièrement variable, on les voit se déplacer d'un jour à l'autre. Les changements du temps, dont on connaît l'instabilité sur nos côtes, sont liés à ces perturbations, auxquelles nous consacrerons un chapitre spécial.

Dans l'hémisphère Sud, la saison d'hiver (juillet) est marquée par la formation d'une bande régulière de maximum tropical. En été (janvier), cette bande se résout en plusieurs anticyclones océaniques,

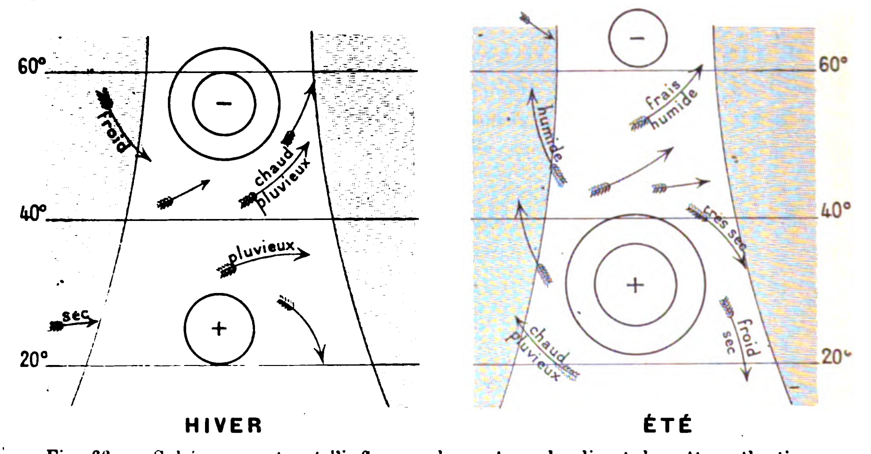


Fig. 66. — Schéma montrant l'influence du vent sur le climat des côtes atlantiques.

Aires continentales grisées. Le signe + marque les anticyclones; le signe — les cyclones. Les isobares entourant ces signes marquent l'extension plus ou moins grande de la perturbation atmosphérique. — 60° est la latitude de Christiania et du Labrador septentrional. Le 40e parallèle passe par Madrid et Philadelphie.

qui ont une grande influence sur le climat des côtes orientales des océans. Ils y déterminent des vents polaires très secs, auxquels le Sud-Ouest australien et le Sud-Ouest africain ainsi que le Chili doivent leur extrême sécheresse au bord même de la mer.

Dans l'hémisphère Nord, nous ne retrouvons à aucun moment la zone de hautes pressions continue de l'hémisphère Sud. En hiver (janvier) les océans sont, entre 45° et 65° de latitude, le siège de profonds minima (minimum d'Islande et des îles Aléoutiennes), coïncidant avec des aires de forte anomalie positive de température. Le mouvement cyclonal détermine un régime de vents d'Ouest, Sud-Ouest et Nord-Ouest. Les continents sont au contraire le siège de maxima (Sibérie, Amérique du Nord), coïncidant avec des aires d'anomalie négative de température. Les maxima océaniques au voisinage des tropiques (maximum des Açores, maximum de Cali-

fornie) s'atténuent et reculent vers le Sud, l'excès de température des continents étant moins marqué qu'en été. Ils laissent le champ libre aux vents d'Ouest.

En été (juillet), les différences de température entre les terres et les mers s'atténuent au Nord du 45e parallèle, elles s'accentuent au contraire vers les tropiques. Par suite, on voit s'évanouir les anticyclones de Sibérie et d'Amérique, et s'effacer presque les cyclones océaniques des hautes latitudes, tandis que le maximum des Açores et le maximum de Californie s'étalent vers le Nord. Le régime anticyclonal amène, entre 40° et 60°, des vents d'Ouest et Sud-Ouest.

Ainsi il y a toujours une zone, comprise entre 40° et 60° environ, où, soit pour une cause, soit pour une autre, les vents d'Ouest tendent à prédominer. Plus au Nord ou plus au Sud le régime est variable. Le schéma ci-contre (fig. 66) peut aider à faire comprendre ces relations. On voit que, au nord du 40e parallèle, dominent sur les côtes orientales des océans les vents du Sud-Ouest toujours pluvieux, et tempérant les excès de température; sur les côtes occidentales règnent au contraire, particulièrement en hiver, des vents froids du Nord-Ouest. Au sud du 45e parallèle, les côtes occidentales des océans ont des vents secs et froids en hiver, pluvieux et chauds en été (ce qui explique en partie l'allure des isothermes signalée au chapitre précédent, fig. 47-48); les côtes orientales ont des vents secs et froids, sauf en hiver, où le recul du maximum océanique vers le Sud permet l'invasion des vents d'Ouest pluvieux entre 35° et 40° de latitude (climat méditerranéen).

Régime des moussons. — Les moussons sont des vents saisonnaux qui soufflent alternativement en sens à peu près opposé de la terre vers la mer et de la mer vers la terre. L'extension de ce régime est très grande, on le rencontre surtout dans la zone du régime équatorial, dont il trouble l'allure régulière, mais aussi dans les latitudes moyennes jusqu'au 45e parallèle.

La cause du renversement des moussons est un changement radical des conditions de la pression atmosphérique sur les continents. En été les grandes masses continentales sont le siège d'un échauffement intense, et par suite des aires cyclonales s'y forment, attirant les vents de la mer; en hiver, elles sont plus froides que les océans voisins, il s'y forme des anticyclones, entourés de vents divergents d'origine terrestre. La mousson maritime tend à abaisser la température, elle est humide et pluvieuse. La mousson de terre est au contraire essentiellement sèche et parfois très chaude.

Les moussons trouvent les conditions les plus favorables à leur établissement dans la zone où le régime des pressions est le plus stable. C'est ce qui explique leur prédominance dans la zone équatoriale et leur disparition dans les hautes latitudes, particulièrement sur les côtes orientales des océans, où domine un régime cyclonal très troublé. La principale aire d'extension des moussons est l'océan Indien. C'est que cet océan est de tous celui qui a la position la plus équatoriale, et le seul qui soit entouré par un cercle restreint et presque fermé de terres (Afrique, Asie, Australie). La mousson d'hiver, déterminée par le maximum de Sibérie, souffle du Nord au Nord-Est sur l'Inde et l'Indo-Chine, elle renforce l'alizé de l'hémisphère Nord, prolongeant son aire d'extension jusqu'au 35ᵉ parallèle. La mousson d'été est déterminée par un minimum barométrique qui s'étale sur l'Inde septentrionale. Le sens du vent est complètement renversé dans l'hémisphère Nord. L'alizé de l'hémisphère Sud semble se prolonger au Nord de l'équateur, en augmentant d'intensité et en s'infléchissant vers le Nord-Est. Cette mousson est le vent bienfaisant qui donne les pluies à la côte orientale d'Afrique, à l'Arabie méridionale, à l'Inde et l'Indo-Chine.

L'Australie a aussi ses moussons déterminées par l'échauffement de son intérieur désertique pendant l'été de l'hémisphère Sud (janvier) et la production d'un cyclone continental, remplacé en hiver (juillet) par un anticyclone. La saison de la mousson sèche est celle de la mousson pluvieuse de l'Inde.

Le régime des moussons se retrouve sur la côte orientale d'Asie jusqu'au Japon. Il est dû au renversement des pressions. L'anticyclone sibérien en hiver gagne Pékin (770 mm.), tandis qu'en été un minimum secondaire se dessine sur la région de l'Amour.

C'est d'ailleurs un fait général que les côtes orientales des continents sont, dans la zone tempérée de l'hémisphère Nord, le siège de phénomènes de moussons. L'Amérique du Nord n'échappe pas à cette loi. Les plaines glacées du Manitoba sont, en hiver, le siège d'un anticyclone, qui contribue à renforcer les vents froids et secs du Nord-Ouest et de l'Ouest sur la côte Atlantique, tandis qu'en été les vents humides du Sud et du Sud-Est, venant du maximum des Açores, reprennent leurs droits.

De petites moussons locales peuvent se produire autour d'îles ou de presqu'îles, dont l'intérieur est surchauffé en été et très froid en hiver. On en observe autour de la Péninsule Ibérique.

Le régime des moussons est le plus favorable à la formation des trombes ou typhons. C'est pendant la période de renversement des

moussons, que ces fléaux s'abattent le plus fréquemment sur les côtes de l'océan Indien et des mers bordières du Pacifique.

Régime polaire. — Le régime des régions polaires ne nous est encore que très imparfaitement connu. Les observations d'hivernage de NANSEN, SVERDRUP et du duc des ABRUZZES semblent révéler l'existence d'une sorte de dorsale barométrique (*Arktische Windscheide* de Supan) joignant les hautes pressions de Sibérie et de l'Amérique du

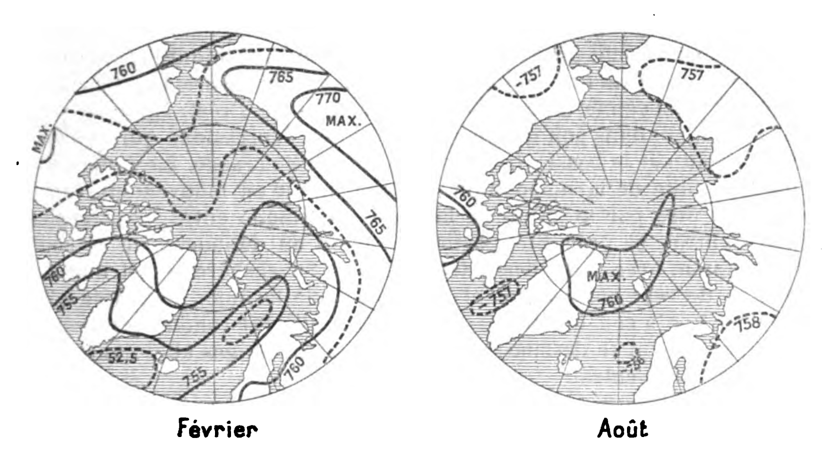


Fig. 67. — Pression atmosphérique en hiver et en été dans le bassin polaire, d'après Mohn et Nansen.

Nord et séparant le minimum de l'Atlantique septentrional de celui de l'Alaska (fig. 67). En été, il se formerait même un véritable anticyclone sur le bassin polaire du Spitzberg au Groenland septentrional. Cette disposition explique la prédominance des vents d'Est et leur accentuation en été sur la côte européo-asiatique du bassin polaire. Mais il est évident que ce régime est influencé par la disposition des terres et des mers. C'est le régime du pôle antarctique qu'il importerait surtout de connaître, pour apprécier à leur juste valeur les théories sur la circulation atmosphérique générale.

Vents locaux : mistral, sirocco, bora, etc. — Le vent est peut-être de tous les phénomènes du climat celui qui frappe le plus l'imagination populaire, par les changements brusques qu'il apporte à la température, la nébulosité et l'humidité. Dans tous les pays et dans tous les temps, des noms locaux ont été donnés aux vents. Il ne faut pas croire cependant que ces noms désignent des phénomènes particu-

liers, ni se laisser prendre aux explications fantaisistes qui ont souvent été données pour chaque cas. Presque tous les vents locaux s'expliquent par les lois générales de la circulation de l'atmosphère, ce sont des mouvements de l'air attiré vers un centre de basse pression, ou s'échappant d'un anticyclone. Leurs caractères particuliers sont dus, soit à leur direction, soit à l'influence des terres ou des mers sur lesquelles ils soufflent, souvent même aux conditions spéciales du relief du sol.

Le *mistral*, qui sévit en Provence et particulièrement dans la basse vallée du Rhône, est un vent du NNW., très froid en hiver, toujours sec et violent. Il amène à Marseille des coups de froid terribles et assure à cette ville une température moyenne d'hiver inférieure à celle de Brest. Rien de mystérieux cependant dans son origine, il est dû aux dépressions qui se forment fréquemment sur le bassin occidental de la Méditerranée. Sa violence particulière résulte de la disposition du relief : l'air en mouvement, canalisé pour ainsi dire par le sillon de la vallée du Rhône entre les Alpes et le Massif Central, se précipite, particulièrement au débouché de ce couloir vers Avignon, avec une vitesse très grande. Sa sécheresse est due à son caractère de vent continental et descendant en latitude. Sa basse température est due à son origine septentrionale; elle est rendue plus sensible lorsque le mistral se dessine après des chutes de neiges abondantes sur le bord du Massif Central.

La *bora* est à peu près l'équivalent du mistral sur les côtes de Dalmatie. C'est un vent descendant, violent, sec et froid, déterminé par les basses pressions sur la mer Adriatique. Les contrastes violents de température qui existent en hiver, comme nous l'avons vu (chap. II), entre les côtes et l'intérieur, accentués encore par la présence d'une couverture de neige sur les plateaux du Karst, rendent plus sensible le caractère froid de ce vent [MAZELLE, 15].

Le *sirocco* est au contraire un vent extrêmement chaud et sec dont l'action énervante sur les hommes et les animaux eux-mêmes a été bien des fois notée sur la côte algérienne et en Sicile. Il est le résultat du régime anticyclonal qui s'établit sur le Nord du continent africain, et des dépressions qui se forment souvent sur le bassin occidental de la Méditerranée. Son origine saharienne explique en partie sa sécheresse et sa chaleur. Mais il est probable que ces caractères sont accentués par l'influence du relief, et que le vent, en descendant des hauts plateaux de l'Atlas, se réchauffe et se dessèche progressivement, suivant un mécanisme analogue à celui du *foehn*, qui sera étudié dans le chapitre sur le climat de montagne. Cette explication est rendue très vraisemblable par la coïncidence de périodes pluvieuses sur la côte Est de la Sicile avec les périodes de sirocco sec sur la côte Nord.

Le *vent d'autan*, qui souffle sur tout le haut Languedoc et une partie de l'Aquitaine, vent chaud, sec et violent, semble avoir aussi quelques-uns des caractères du foehn. Il est déterminé par l'approche des dépressions océaniques, abordant la France par le golfe de Gascogne [E. DE MARTONNE, 16]. Le *crivetz*, qui balaye les plaines de la Russie méridionale et de la Roumanie, soulevant en hiver des tempêtes de neige et en été des tourbillons de poussière, est un vent violent du NE., capable d'abaisser la température

à Bucarest de 20° en quelques heures et toujours suivi de précipitations abondantes. Il est dû à des dépressions d'origine méditerranéenne, se déplaçant vers la mer Noire, et coïncide souvent avec la bora [HEPITES, 17].

Il serait intéressant de préciser l'aire d'extension de ces vents locaux qui impriment une physionomie particulière aux climats des pays sur lesquels ils soufflent. Nulle part on ne trouverait un champ d'investigations plus riche que dans la région méditerranéenne [Th. FISCHER, 18].

Variation diurne de la pression atmosphérique. — La variation diurne du baromètre est peu de chose comparée à celle du thermomètre. Sa valeur maximum ne dépasse guère 3 mm. Elle est presque toujours masquée par

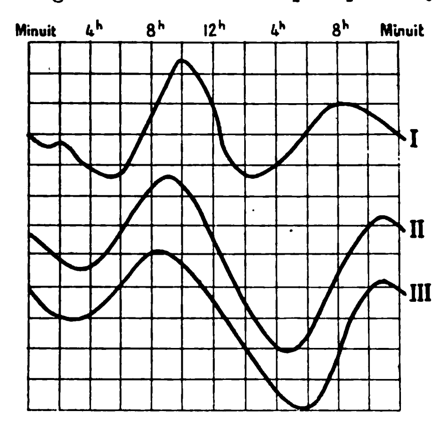


Fig. 68. — Variation diurne de la pression atmosphérique à Paris, d'après Angot. I, Janvier; — II, Avril; — III, Juillet.

les montées et descentes dues à des changements généraux de la situation atmosphérique ; seules de longues séries d'observations peuvent fournir des moyennes suffisantes pour établir une bonne courbe.

En comparant les courbes de stations de latitudes différentes, on constate que l'amplitude la plus forte se trouve dans les pays tropicaux, comme pour la température. La variation diurne du baromètre est donc fonction de celle du thermomètre. Mais si la courbe offre un minimum d'après-midi conforme à cette loi, elle en offre un autre pendant la nuit, pour lequel il faut trouver une autre explication (fig. 68). On suppose que les variations du baromètre sont le résultat d'une double action : l'oscillation thermique, qui tend à donner un maximum à la fin de la nuit et un minimum dans l'après-midi; et une autre cause, probablement cosmique (attraction solaire et lunaire), qui produit dans l'atmosphère une sorte de marée.

Retenons que le minimum d'origine thermique est plus prononcé que le minimum d'origine cosmique, — que l'oscillation diurne est plus grande dans les climats chauds, particulièrement dans les pays équatoriaux.

Brises de mer. — L'oscillation diurne du baromètre donne lieu à la production de vents locaux alternant du jour à la nuit : brises de montagne et de vallée dans les montagnes, brises de terre et de mer sur les rives des océans et même des grands lacs. Nous expliquerons plus loin (chap. VII) les brises de montagne. La brise de mer est due

à un phénomène tout à fait semblable aux moussons [BLANFORD, 19]. Pendant le jour, la terre s'échauffant plus vite, la pression atmosphérique est bientôt plus faible au niveau du sol que sur la mer, la brise de mer se lève vers le milieu de la matinée. Pendant la nuit, la terre se refroidit plus vite; sur la mer, restée plus chaude, la pression baisse; la brise de terre s'élève vers dix heures du soir.

Le régime des vents de terre et de mer ne peut s'établir régulièrement que dans le cas où la pression générale varie faiblement. Son

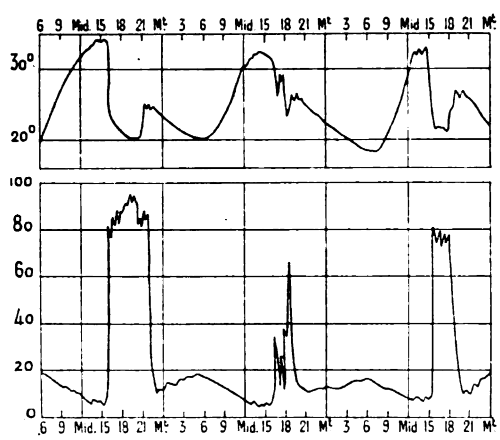


Fig. 69. — Inflence de la brise de mer sur la température et l'humidité relative au Sénégal (station de Joal), d'après Angot. Courbes des 8, 9 et 10 février 1893.

principal développement se trouve par conséquent dans les régions équatoriales, où la situation atmosphérique est plus stable et la variation diurne du baromètre plus forte que dans les hautes latitudes. L'arrivée de la brise de mer est signalée par une baisse brusque de la température et une augmentation subite de l'humidité de l'air (fig. 69).

---

1. — BRILLOUIN. Mémoires originaux sur la circulation générale de l'atmosphère. Paris, 1900, in-8°, 163 p. (analyse et reproduit partiellement ou intégralement tous les mémoires importants de HALLEY, HADLEY, MAURY, FERREL, SIEMENS, etc.).

2. — Hildebrand HILDEBRANDSSON et L. TEISSERENC DE BORT. Les bases de la météorologie dynamique. Paris, 1898-1900-1901-1904-1907.

3. — TEISSERENC DE BORT (L.). Lois de la distribution de la température avec la hauteur aux diverses latitudes et suivant les régimes météorologiques différents. *CR. Ac. Sc.*, CXLVIII, 1909, p. 591-594.

4. — HUMPHREYS. Vertical temperatur gradients as modified by seasons and storm conditions. *Bul. Mount Weather Observatory*, 1910, p. 183-192.

5. — HANN. Atlas der Meteorologie, 1887 (Les cartes générales [Année, janvier, juillet] ont été reproduites dans un très grand nombre d'ouvrages).

6. — BUCHAN (A.). Report on atmospheric circulation (*Voy. of. H. M. S. Challenger. Physics and Chemistry*, t. II, 263 p., 52 cartes); même travail pour tous les mois (c. 27-52), reproduit dans BARTHOLOMEW, Physical Atlas, pl. 12.

7. — KÖPPEN. Atlas der D. Seewarte. Atlantischer Ozean, Stiller Ozean, Indischer Ozean; à consulter pour les vents (repr. par BARTHOLOMEW, pl. 14).

Les travaux spéciaux définitifs sur les pressions moyennes et les vents dans des pays déterminés sont encore plus rares que pour la température.

8. — HANN. Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel und Südeuropa. *Pencks G. Ab.*, II, 2, 1887, p. 187-412, 3 pl. cartes mensuelles (véritable modèle).

9. — TEISSERENC DE BORT. Étude de la circulation atmosphérique sur les continents, Péninsule ibérique. *An. Bur. cent. Mét.*, 1879, IV, p. 19-60, 34 pl., Paris, 1880.

10. — L. DE TILLO. Répartition géographique de la pression atmosphérique sur le territoire de l'Empire russe, St-Pétersbourg, 1890. Cf. *Atlas climatologique de l'Empire russe*. St-Pétersbourg, 1900.

11. — BLANFORD. A practical guide to the climates and weather of India, Ceylon and Burma. London, 1889, in-8, 369 p. (résume toutes nos connaissances sur les moussons de l'Inde).

12. — P. ALOYS FROC. L'atmosphère en Extrême-Orient. *An. Hydrographiques*, 1901, p. 169 et 190 p. (trad. de mém. publiés par la *Shangai Met. Soc.*; donne les isobares mensuelles de la région des moussons de l'Asie orientale : moyennes de 10 ans).

13. — MOHN (H.). The Norwegian North Polar Expedition. Scientific results, t. VI, Meteorology (donne des cartes mensuelles de pression dans la zone polaire arctique d'après les derniers renseignements; v. spéc. p. 570 sq. et pl. 11 et 13; cf. SUPAN, *P. M.*, 1891, p. 191).

14. — DERSCH. Der Ursprung des Mistrals. *Z. d. Oesterr. Ges. f. Met.*, 1881.

15. — MAZELLE. Einfluss der Bora auf die tägliche Periode der meteorolog. Elemente. *Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien*, LXXIII, 1901, p. 67-101.

16. — MARTONNE (E. de). Note préliminaire sur le vent d'autan. *Bul. Soc. Languedocienne G.*, Montpellier, 1907, p. 100-114.

17. — HEPITES (St.). Le vent à Bucarest et l'origine du crivetz. *An. Inst. Mét. de Roumanie*, XIII, 1897, p. B 9-24, 2 pl.

18. — FISCHER (TH.). Studien über das Klima der Mittelmeerländer. *P. M., Erg.* n° 58, 1879 (donne la répartition approximative des principaux vents locaux méditerranéens).

19. — BLANFORD. Land und Seewinde an den Küsten von Bengalen, *Z. d. Oesterr. Ges. f. Met.*, 1877.

20. — EREDIA (F.). I venti in Italia. Ex. *Riv. tecnica di Aeronautica*, 1907-1909, in-4°, 150 p., 4 pl.

CHAPITRE IV

L'EAU DANS L'ATMOSPHÈRE

Importance géographique de l'étude de l'humidité atmosphérique. — De tous les phénomènes climatologiques, celui qui, par ses variations locales, a le plus grand retentissement sur toutes les formes d'activité du monde physique et organique à la surface du globe, est sans conteste celui de la pluie. La quantité et le régime des précipitations règlent les conditions du modelé terrestre, la décomposition plus ou moins rapide des roches, la formation des sols, le ruissellement, l'érosion et l'alluvionnement des fleuves. Elles règlent aussi la vie des plantes et des animaux. Elles sont pour tous les produits de l'activité humaine, qui dérivent de l'exploitation du sol et les échanges commerciaux dont ils sont l'objet, un facteur de variations, dont on apprécie de plus en plus l'importance. Sans accorder une valeur absolue aux formules par lesquelles on a tenté d'exprimer le rapport entre certaines récoltes et la quantité de pluie tombée, il suffit de signaler ces essais pour faire sentir toute l'importance économique de la pluviosité.

C'est ainsi que Rawson à calculé la valeur de l'exportation de la canne à sucre pour les îles Barbades avec une approximation de 6 p. 100. En Australie, Willis a établi des relations analogues entre la quantité de pluie et les récoltes de blé [23]. Aux États-Unis d'après Clayton (*Pop. Sc. Monthly*, déc. 1901), une série d'années sèches est toujours suivie par une crise financière (1837, 1873, 1893) et même fréquemment par des changements politiques, qui en sont la conséquence. En Europe, Brückner a montré des relations semblables entre les variations de la politique douanière et celles de la pluviosité, la tendance au protectionnisme se manifestant après les périodes de pluie trop abondantes dans l'Europe occidentale, ou insuffisantes dans l'Europe orientale (cf. chap. viii).

L'humidité de l'air elle-même est intéressante à considérer pour le géographe, non seulement parce qu'elle est la source des précipitations, mais à cause des multiples conséquences biologiques de ses variations. Il est notamment impossible, sans en tenir compte, de comprendre l'influence de la température sur les organismes. Dans un air humide, un faible abaissement ou une faible élévation de la température produisent une impression très vive sur l'homme aussi bien que sur les animaux. La sécheresse de l'air rend au contraire supportables les températures les plus extrêmes. Les 40° de froid des hivers sibériens, les chaleurs sahariennes sont relativement faciles à endurer, grâce à l'abaissement de l'humidité relative qui les accompagne (en Sibérie, l'humidité absolue est si faible que, malgré l'abaissement de la température, le point de saturation reste très éloigné). L'explorateur FOUREAU note l'impression pénible éprouvée par lui et ses gens en entrant dans la zone humide du Soudan, où cependant les températures sont moins élevées que dans le Sahara.

De réelles différences séparent les races humaines adaptées aux climats secs de celles adaptées aux climats humides. Plus de nerfs et moins de muscles, un tempérament plus actif, plus de mobilité et d'esprit d'initiative paraissent être la caractéristique des premières. Le contraste est plus marqué que partout ailleurs en Afrique entre les Hamites ou Sémites de la zone désertique et les nègres du Soudan. On pourrait expliquer par les mêmes considérations quelques-uns des faits historiques les plus importants qu'offre l'évolution des peuples européo-asiatiques.

Pour faire sentir aussi nettement leur influence sur l'homme lui-même et les manifestations de son activité, ces phénomènes doivent être évidemment parmi les facteurs prépondérants de la vie animale et végétale. Nous verrons qu'en réalité, ce sont les variations de l'humidité de l'air, bien plus que la pluviosité, qui déterminent les aspects si variés de la végétation xérophile et hygrophile (Ve partie, chapitre II).

Observation de l'humidité atmosphérique. — L'étude de l'eau de l'atmosphère suppose la connaissance de certaines notions physiques qu'il est bon de rappeler.

L'eau contenue dans l'air est constamment renouvelée par l'apport de nouvelles quantités de vapeur provenant de l'*évaporation* des masses liquides et des parties humides des continents. On mesure l'évaporation par la diminution de la profondeur d'une couche d'eau contenue dans un bassin fermé. On construit des instruments appelés *évaporimètres* gradués d'après ce principe; mais leurs indications sont toujours sujettes à caution, à cause de l'incertitude de la graduation. L'intensité de l'évaporation dépend en effet de trop de facteurs pour qu'on puisse se placer partout dans des conditions comparables. On doit user avec la plus grande précaution des chiffres se rapportant à l'évaporation.

La vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère fait l'objet de deux sortes de mesures. On peut apprécier le poids de la vapeur d'eau contenue dans une unité de volume d'air, c'est l'*humidité absolue*. On

peut aussi chercher à savoir dans quelle mesure l'air serait capable d'absorber encore une certaine quantité d'eau, c'est l'*humidité relative*.

Pour bien comprendre ces termes, il faut se rappeler que, d'après la *loi de Mariotte*, la pression atmosphérique est égale à la pression de l'air sec plus la pression de la vapeur d'eau qu'il contient. La pression de la vapeur d'eau est fonction du poids de vapeur contenu dans un mètre cube d'air; elle est mesurée par la hauteur de la colonne de mercure à laquelle elle fait équilibre. On peut l'évaluer en notant la différence de pression qu'indique un baromètre à mercure, dont le réservoir est successivement placé sous une cloche où l'on a absorbé l'humidité de l'air, et à l'air libre. Elle s'exprime donc en millimètres. La pression de la vapeur d'eau s'appelle encore *force élastique* ou *tension*. On sait que la tension d'une vapeur à une température donnée ne peut dépasser une certaine limite appelée *tension maxima*. Quand cette limite est atteinte pour la vapeur d'eau, on dit que l'air est saturé. Si de nouvelles quantités de vapeur d'eau lui arrivent, il y aura *condensation*. L'*humidité relative* est le rapport de la tension observée à un moment donné (f) à la tension maxima (F) pour la même température. Elle exprime donc de combien on est éloigné du point de saturation et par suite de la condensation. Dans la pratique le rapport f : F est remplacé par 100 f : F.

L'humidité de l'air se mesure en comparant la température de deux thermomètres, le réservoir de l'un d'eux étant enveloppé de coton ou de linge mouillé. L'évaporation abaisse la température du thermomètre mouillé; or la rapidité de l'évaporation dépend de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air. Des tables donnent l'humidité absolue et l'humidité relative correspondant à chaque température. On a construit divers types de ces appareils appelés *psychromètres*. Les meilleurs sont ceux où l'on a pu assurer une évaporation constante à la surface du thermomètre mouillé.

Les *hygromètres* mesurent l'humidité relative par la tension plus ou moins grande d'un cheveu suivant la sécheresse plus ou moins grande de l'air. Ils sont gradués expérimentalement et constituent de bons appareils enregistreurs.

Répartition géographique et variation de l'humidité atmosphérique. — La répartition de l'humidité relative à la surface du globe est encore trop imparfaitement connue pour qu'on puisse en donner une carte. On en sait cependant assez pour reconnaître que ses variations sont calquées sur celles de la pluviosité.

L'humidité absolue atteint ses valeurs maxima dans les pays équatoriaux (20 mm.); elle diminue d'une manière générale quand on monte en latitude et quand on s'avance dans l'intérieur des continents. Les minima correspondent aux zones désertiques (Sahara, Arabie, Kalahari, Australie) et à l'intérieur des continents dans les

hautes latitudes, spécialement dans les régions de grands froids, où domine en hiver le régime anticyclonal (Sibérie).

L'humidité absolue et l'humidité relative varient en sens inverse. La première est en général plus forte dans la saison chaude et dans les pays chauds, parce que l'évaporation y est plus active; la deuxième est en général plus grande dans la saison froide et dans les pays froids, parce que le point de saturation s'abaisse avec la température.

La courbe de la variation annuelle de ces deux éléments à Paris met nettement en lumière ce contraste (fig. 70).

On voit que l'humidité absolue varie à peu près comme la température. Par suite c'est dans les pays tropicaux que l'amplitude de l'oscillation annuelle est la plus faible (Batavia, max. 21,5; min. 19,5).

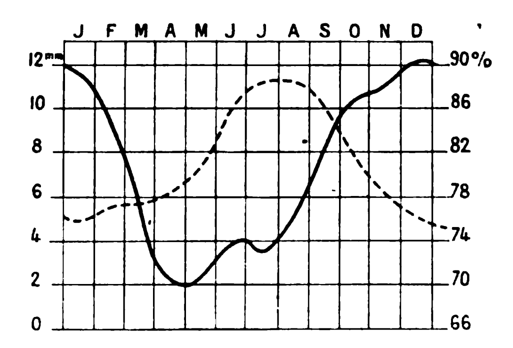


Fig. 70. — Variation annuelle de l'humidité absolue (graduation à gauche, courbe discontinue) et de l'humidité relative (graduation à droite, courbe en trait plein) à Paris, d'après Angot (*Traité de Météorologie*).

C'est dans hautes latitudes et dans les climats continentaux qu'elle est la plus forte. En hiver l'humidité absolue peut tomber extrêmement bas (1 mm. en Sibérie et dans l'Amérique du Nord). Dans les déserts tropicaux le minimum est également en hiver (Sahara, 5 mm.).

Condensation de la vapeur d'eau atmosphérique; ses lois physiques. — La formation des nuages et les précipitations, qui en sont souvent la suite, ne sont que deux aspects du même phénomène : la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Il importe de fixer les idées sur le mécanisme de ce phénomène pour pouvoir comprendre les causes de ses variations. La condensation de la vapeur d'eau atmosphérique est toujours déterminée par le refroidissement, qui abaisse le point de saturation; mais ce refroidissement peut être produit par diverses causes : 1° par *rayonnement*, c'est-à-dire par refroidissement direct de l'atmosphère; 2° par passage de l'air d'une

région chaude dans une région plus froide; 3° par mélange de deux masses d'air à des températures différentes; 4° par *détente*.

Le rayonnement ne se produit que dans les couches inférieures de l'atmosphère par une nuit claire, généralement dans une période de haute pression barométrique et de calmes. Il donne lieu à la formation des brouillards, qui prennent naissance en hiver dans les dépressions humides au-dessus des rivières, des lacs ou des étangs, ou sur les rivages maritimes. Ces brouillards sont fréquents en toute saison sur les côtes longées par des courants froids.

Les brouillards sont plus fréquents au-dessus des grandes villes à cause de la poussière que contient l'atmosphère. En effet, on sait que la vapeur d'eau peut atteindre son point de saturation sans cependant se condenser. Ce phénomène, appelé *sursaturation*, n'est possible que si l'air ne contient aucune particule solide.

Le refroidissement par passage d'une région plus chaude dans une région plus froide se produit toutes les fois que le vent s'élève en latitude, c'est-à-dire souffle des quadrants SW et SE dans l'hémisphère Nord, NW et NE dans l'hémisphère Sud. Ces vents sont chauds et humides; ils forment des nuages et amènent parfois des pluies.

Les vents venant de latitudes élevées sont au contraire en général des vents froids, qui vont en s'échauffant et par conséquent en s'éloignant de plus en plus du point de saturation.

Le mélange de deux masses d'air de température inégale se produit fréquemment quand deux filets d'air animés d'un mouvement contraire arrivent à se rencontrer Si l'un d'eux est voisin du point de saturation, il peut y avoir condensation. En effet, la tension maxima augmente plus vite que la température. En prenant deux masses d'air d'égal volume, ayant les températures t et t', les humidités relatives f et f', l'humidité relative du mélange $\frac{f+f'}{2}$ pourra se trouver dépasser la tension maxima F, correspondant à la température $\frac{t+t'}{2}$.

Le refroidissement par *détente* est le processus qui donne de beaucoup les condensations les plus abondantes et les plus rapides. L'expérience de physique connue depuis longtemps sous le nom de briquet à air montre que l'air comprimé s'échauffe notablement. La *détente* est le phénomène inverse, le travail de dilatation amène un refroidissement qui atteint 9° pour une dilatation de 1/10. Or l'air est contraint de se dilater dans un certain nombre de cas :

1° Dans le mouvement cyclonal, où il tourne en s'élevant autour du minimum barométrique; il en résulte que les régions cyclonales



doivent être des régions de nébulosité et de pluviosité très grandes.

2° Dans le mouvement ascendant déterminé localement chaque jour par l'élévation de la température qui fait baisser le baromètre au milieu de l'après-midi. La variation diurne de la température et par suite celle du baromètre atteignant leur maximum dans les pays tropicaux, c'est là que la condensation doit être la plus active dans la seconde moitié du jour. C'est en effet un des traits caractéristiques du climat des régions voisines de l'équateur, que la formation presque quotidienne d'orages, qui rassemblent les nuages dès la fin de la matinée, et éclatent en pluies torrentielles vers 3 ou 4 heures de l'après midi.

3° Dans le passage de la mer sur la terre. En effet le frottement de l'air, très faible sur la mer, devient notable sur terre, même en pays plat; les couches inférieures de l'air en mouvement sont par suite retardées et la masse d'air contrainte à s'élever en se dilatant. Il en résulte que, toutes choses égales d'ailleurs, les régions côtières doivent être en général des zones de nébulosité et de pluviosité plus grandes.

4° Par un mécanisme encore plus facile à comprendre, l'air en mouvement qui heurte un relief du sol est contraint à s'élever. Il en résulte que toute ondulation, si faible soit-elle, de la surface terrestre, montagne, plateau ou colline, détermine une augmentation de la pluviosité.

Telles sont les conditions dans lesquelles la vapeur d'eau se condense. Il se forme des gouttelettes d'eau qui, si elles ne sont pas trop grosses, peuvent rester suspendues dans l'air, constituant des nuages. Les gouttes trop lourdes tombent, mais avant d'atteindre la surface du sol, elles ont souvent le temps d'être volatilisées par la chaleur plus grande des couches inférieures de l'atmosphère. Ainsi, on doit se représenter un nuage à l'état stable, comme se dissipant et se reformant constamment. Quand la condensation devient trop rapide, les gouttes se précipitent en grand nombre et atteignent le sol. C'est la pluie.

La résolution des nuages en pluie peut être brusquement provoquée par des échanges électriques. C'est ce qui arrive dans les orages.

Quand la condensation de la vapeur d'eau se fait dans une couche d'air ayant une température inférieure à 0°, elle donne des cristaux au lieu de gouttelettes liquides. Suivant la rapidité plus ou moins grande de la condensation, les précipitations prennent la forme de neige ou de grêle. La neige est constituée par des agglomérations lâches de cristaux parfaits; les grêlons sont des masses compactes presque amorphes. Les chutes de neige sont caractéristiques des temps calmes, la grêle accompagne les orages et les mouvements amenant un brusque refroidissement.

Nébulosité. — La proportion dans laquelle le ciel est couvert de nuages est appelée nébulosité. C'est un élément important du climat. On l'apprécie à l'estime, en évaluant a proportion de l'étendue du ciel bleu de 1 à 10.

Campbell a construit un instrument enregistreur de la durée d'insolation. C'est l'*héliographe*, constitué par une boule de verre derrière laquelle est disposée chaque jour une bande de carton portant des divisions horaires. L'image du soleil, réduite à peu près à un point, se déplace en brûlant le carton suivant une ligne. L'insolation est un élément important du climat, trop rarement observé.

On a construit également des instruments appelés *néphoscopes*, qui permettent de donner à l'observation de la nébulosité un peu plus de précision. L'image de la voûte céleste se reflète dans un miroir divisé en secteurs, qui rendent facile l'évaluation exacte de la fraction du ciel couvert. En même temps, il est possible d'observer avec précision le sens du déplacement des nuages.

Les variations de la nébulosité sont parallèles à celles de l'humidité relative et des précipitations. En général, le maximum se trouve dans les contrées équatoriales et spécialement sur les océans (fig. 71). Une autre zone de maxima s'observe dans les hautes latitudes, entre 40° et 70°, spécialement sur les océans et les côtes océaniques. Le minimum est réalisé dans les latitudes moyennes, spécialement sur les continents.

En somme, la répartition de la nébulosité est encore plus sous l'influence des facteurs géographiques (répartition des terres et des mers), que des facteurs cosmiques (latitude). Elle est en liaison directe avec la répartition des pressions atmosphériques, plus encore qu'avec celle des températures. La comparaison de la carte des *isonèphes* (fig. 71) avec celle des isobares annuelles (fig. 57, p. 141) montre que les maxima de nébulosité correspondent aux aires cyclonales, les minima aux anticyclones.

Classification des nuages. — A l'évaluation quantitative de la nébulosité, il est très important de pouvoir joindre une évaluation qualitative. La nature des nuages est très diverse, suivant leur forme, leur hauteur et leur tendance à se résoudre plus ou moins sûrement en précipitations. Certaines formes peuvent être considérées comme caractéristiques d'un état de l'atmosphère.

Les congrès internationaux de météorologie ont fixé une nomenclature comprenant une dizaine de types dérivés de quatre types fondamentaux :

Les *Cirrus*, formés d'aiguilles de glace, ont l'apparence de filaments blancs et sont très élevés (8 à 9 000 m.); ils présagent un changement de temps.

Les *Cumulus* ont l'apparence de grosses balles grises blanchâtres, ombrées, l'un des bords très éclatant; leur altitude varie de 2 à 6000 mètres;

ils se forment dans les mouvements ascendants diurnes, surtout en montagne, dans les pays tropicaux et dans nos régions par un temps calme en été.

Les *Nimbus* sont des nuages sombres, sans forme nette, aux bords déchirés, très bas (800 à 1 600 m., souvent moins), se déplaçant vite, et donnant des pluies violentes; ils sont fréquents dans les aires cyclonales.

Les *Stratus* forment une sorte de voile gris, qui s'étend souvent sur tout le ciel, ne donnant pas de pluie. Ce sont des brouillards, qui s'élèvent dans la matinée sans se résoudre complètement; au-dessus, on trouve généralement un soleil superbe. Ils sont fréquents dans le régime anticyclonal et même en été dans la montagne (mer de nuages).

Observation des précipitations. — Les nuages finissent le plus souvent par se résoudre en précipitations pluvieuses ou neigeuses. On évalue leur intensité par la hauteur de la couche d'eau qui séjournerait sur le sol, si toute l'eau qui y tombe restait sur place sans s'évaporer, s'infiltrer ni s'écouler. Les instruments employés à cet usage sont appelés *pluviomètres*.

Rien de plus simple qu'un pluviomètre, et, à défaut d'appareil, il est relativement facile d'en construire un. Cette remarque a son importance, car il n'y a pas de phénomène dont les variations locales soient plus grandes, dont l'observation soit plus simple, et sur lequel nous manquions encore autant de documents que la pluie.

Un pluviomètre consiste essentiellement en un entonnoir à bords tranchants dont on connaît exactement la surface d'ouverture. L'eau qui y tombe est recueillie dans une bouteille et mesurée chaque jour en la versant dans une éprouvette graduée en centimètres cubes. Le volume divisé par la surface de l'ouverture de l'entonnoir, donne le résultat cherché.

Les pluviomètres normaux ont souvent une bouteille graduée, ce qui simplifie l'observation. Dans les pays froids, ils doivent être munis d'un dispositif pour faire fondre la neige. On construit des pluviomètres enregistreurs.

L'observation des précipitations à l'aide de ces instruments est à la portée de tous. Il suffit que le pluviomètre soit visité tous les jours, vidé après chaque grande pluie, et placé dans un endroit découvert, pas trop venteux, à 1 mètre ou 1 m. 50 au-dessus du sol.

La quantité d'eau tombée n'est pas le seul élément de la connaissance du régime des précipitations. Si les 50 millimètres d'eau recueillis en un mois sont tombés en deux ou trois grandes averses ou au contraire se répartissent sur une quinzaine de jours de pluie, le caractère du climat de la station considérée apparaîtra tout différent. L'observation du *nombre des jours de pluie* est la plus simple que comporte l'étude des précipitations, il est regrettable qu'elle soit pourtant souvent omise. Lorsqu'on le peut, il est intéressant de noter le nombre de jours où est tombée une quantité déterminée d'eau (5, 10, 20 mm.). En tout cas, il est essentiel dans les pays froids et

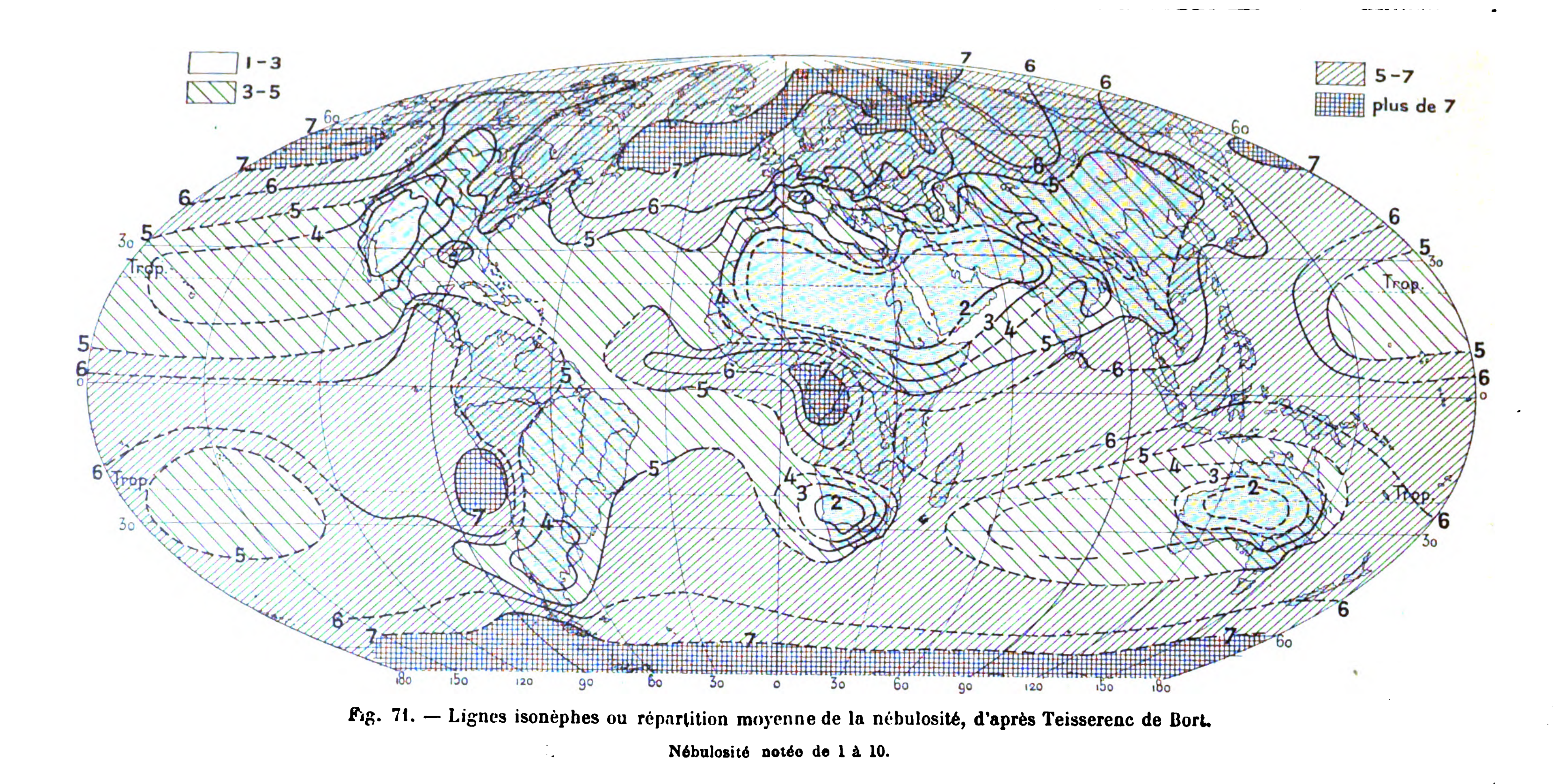


Fig. 71. — Lignes isonèphes ou répartition moyenne de la nébulosité, d'après Teisserenc de Bort.

Nébulosité notée de 1 à 10.

pendant la saison d'hiver, de noter le *nombre de jours de neige* et la *durée de la couverture de neige* sur le sol. Les longues périodes d'enneigement ont en effet une influence décisive sur tous les phénomènes climatiques : température, pression atmosphérique et vents locaux, comme Woeikoff l'a particulièrement bien montré.

Le chiffre exprimant la pluviosité d'un mois donné en une année donnée est la somme des quantités d'eau tombées pendant ce mois. Les moyennes pluviométriques employées en climatologie sont donc des *moyennes de sommes*.

La construction des cartes de pluie est rendue délicate par les variations très grandes du phénomène suivant les conditions de relief et d'exposition, et par l'insuffisance des données dont on dispose le plus souvent. On a pu dire que, pour tracer avec vraisemblance une carte de pluies, il fallait disposer de 4 stations par 1 000 km². Ce chiffre, qui est pour bien des cas trop modeste, ne serait à peu près jamais atteint, si l'on ne se servait que de stations donnant des séries complètes. Il est donc toujours nécessaire de recourir, si l'on veut dresser une carte pluviométrique, à l'*interpolation*. Cette méthode consiste à rétablir dans une série d'observations incomplètes, où manquent certains mois ou certaines années, la valeur la plus vraisemblable qu'on aurait obtenue si les observations avaient été poursuivies, étant donné le rapport qui existe entre les résultats de la station et ceux des stations voisines pour les années connues. Ce principe peut être employé aussi pour faire la critique des séries provenant d'observations défectueuses et qui doivent être rejetées. On trouvera un exposé détaillé de cette méthode dans le mémoire de Angot [6].

Répartition des précipitations moyennes; les maxima. — Les grands contrastes que présente la répartition des sommes annuelles de pluie à la surface du globe peuvent s'expliquer rapidement par les lois qui règlent la condensation de l'humidité atmosphérique.

On observera d'abord (fig. 72) la concordance frappante des maxima de pluviosité avec les zones de minimum barométrique et les aires cyclonales (cf. fig. 57). Les plus forts maxima, et en général toutes les augmentations locales de la pluviosité, coïncident avec des zones de haut relief (cf. carte orobathymétrique). Il résulte de là que l'hémisphère Nord est pour la pluviosité, comme pour les autres phénomènes météorologiques, l'hémisphère le plus riche en contrastes. La même supériorité appartient à l'ancien monde.

Si l'on examine d'un peu plus près la position des maxima, on reconnaît que la zone la plus étendue de forte pluviosité est une zone équatoriale, correspondant aux pressions plus faibles et à la zone des alizés. Sa principale extension est dans l'Amérique du Sud (Amazonie et Guyane : Para, 2 023 mm. ; Manaos, 2 202 ; Georgetown, 2 138). Elle se prolonge vers le Nord, grâce aux reliefs montagneux

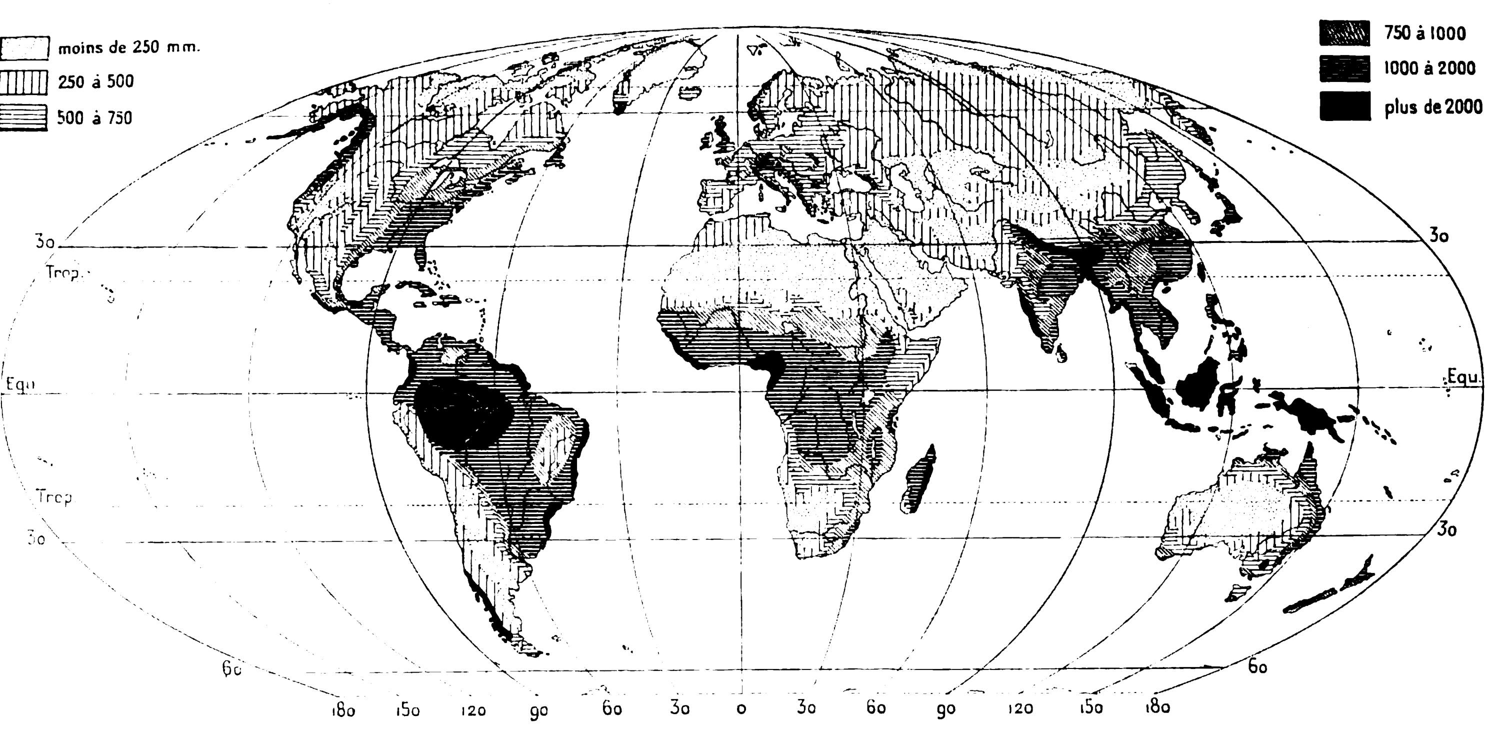


Fig. 72. — Répartition des sommes moyennes annuelles de précipitations à la surface des continents, d'après Supan.

de l'Amérique centrale (Colon, 3108 mm.; San Salvador. 1676; Port-au-Prince [Haïti], 1397), et vers le Sud, le long de la côte du Brésil (Pernambuco, 2971; Cuyaba, 1498; San Paolo, 1375; Blumenau, 1612). En Afrique, elle s'étale sur le bassin du Congo et la côte Nord du golfe de Guinée, où les influences de mousson et les reliefs côtiers élèvent localement la moyenne annuelle (Gabon, 2271 mm.; Cameroun, 4195; Sierra Leone, 4300). Elle couvre toutes les îles de la Sonde, où le relief augmente encore la pluviosité (Batavia, 1836 mm.; Buytenzorg, 4427; Padang [Sumatra], 4576; Macassar [Célèbes], 3042).

L'Asie méridionale est occupée par une zone pluvieuse, due à l'influence des moussons, et dans laquelle les reliefs des chaînes himalayennes et indochinoises amènent des maxima très élevés (Calcutta, 1655 mm.; Bombay, 1890; Mahabaleswar, 8035; Tcherrapounji, 12040; Saïgon, 1873; Hué, 2592). Les influences de mousson se prolongent vers le Nord sur la côte orientale du continent asiatique et, avec elles, l'aire de 1000 mm. de pluie s'étend sur la Chine orientale et jusqu'au Japon (Canton, 1709).

La mousson est aussi en partie la cause des forts maxima qu'on observe sur les côtes orientales de Madagascar et de l'Australie (Tamatave, 3090 mm.; Cooktown, 1738; Brisbane, 1366).

En dehors des contrées équatoriales et des régions de moussons, on ne trouve plus de zone continue de fortes précipitations. Les côtes des océans, spécialement les côtes orientales, ont seules des pluies abondantes. La moyenne ne dépasse 1 mètre que sur les flancs des chaînes montagneuses exposées aux vents d'Ouest (Colombie britannique et Alaska, Scandinavie, Écosse, Illyrie, etc.).

Les minima. — Les minima de pluviosité sont nettement localisés dans les régions circumpolaires (Amérique du Nord, Russie et Sibérie), dans la zone tropicale (Sahara, Arabie, Kalahari, Australie intérieure), en général à l'intérieur des continents, et particulièrement sur les plateaux entourés de hautes chaînes de montagnes (Asie centrale, Grand Bassin des États-Unis occidentaux). C'est dans l'hémisphère Nord qu'on saisit le mieux l'influence de la latitude sur la pluviosité. L'exemple le plus typique est donné par les stations échelonnées sur la côte du Groenland.

	Latitude.	Précipitations.
	—	—
Iviktut	61°	1220 mm.
Godthaab.	64°	650 —
Upernivik.	73°	227 —

Les déserts tropicaux correspondent à la zone des hautes pressions, dont nous avons constaté et expliqué la formation. Bien des causes peuvent avoir contribué à entretenir et exagérer la sécheresse de l'air, à empêcher la circulation superficielle des eaux (relief et nature du sol); mais les études des géographes et des météorologues, aussi bien sur le Sahara (Schirmer) que sur l'Australie intérieure (Lespagnol) et sur le Kalahari (Dove), ont partout montré la coïncidence des déserts avec des aires anticyclonales persistant pendant la plus grande partie de l'année et avec un régime de vents divergents. La même explication peut être invoquée pour les déserts de la zone tempérée; mais il semble que le rôle du relief du sol soit plus important que pour les déserts tropicaux. Toute région déprimée est en général une région de faibles précipitations, les hauteurs qui l'entourent condensant les vents pluvieux à son détriment; les déserts de la zone tempérée coïncident avec des dépressions où l'on trouve même des points situés au-dessous du niveau des océans.

Valeurs extrêmes. — L'écart des valeurs extrêmes que peut atteindre la pluviosité dépasse tout ce que peuvent offrir les autres phénomènes météorologiques. A côté de stations comme celle de Mahabaleshwar, dans les Ghattes occidentales, et de Tcherrapoundji, au pied de l'Himalaya, qui reçoivent en moyenne 8035 et 12040 mm. par an, il faut noter les stations désertiques où l'on recueille moins de 100 mm. d'eau par an : Port Nolloth dans l'Afrique australe, 58 mm.; le Caire, 34 mm.; Suez, 25 mm.; enfin Copiapo, sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud, qui, jusqu'à présent est la station la plus sèche du globe, avec 8 mm. de pluie annuelle.

Ajoutons que, dans une même région, à une très faible distance, deux stations peuvent offrir des sommes annuelles variant du simple au triple ou même au quadruple, suivant leur altitude et leur exposition. Il n'est pas de phénomène météorologique dont les variations locales soient plus fortes et plus nettement en rapport avec les formes topographiques.

L'étude détaillée des conditions pluviométriques d'une région où l'on connaît suffisamment bien le relief du sol et le régime des vents, est au nombre des exercices géographiques les plus instructifs. La carte de l'Europe occidentale que nous reproduisons ici (fig. 73) peut faire l'objet d'un grand nombre de remarques intéressantes. On notera la position des maxima sur les pentes montagneuses tournées à l'Ouest, au Sud-Ouest et au Nord-Ouest, et la coïncidence frappante de toutes les dépressions

avec des minima de pluviosité (plaine rhénane, bassin d'Aquitaine, dépression rhodanienne, plaine hongroise, plaine du Pô, Limagne, bassin de Kla-

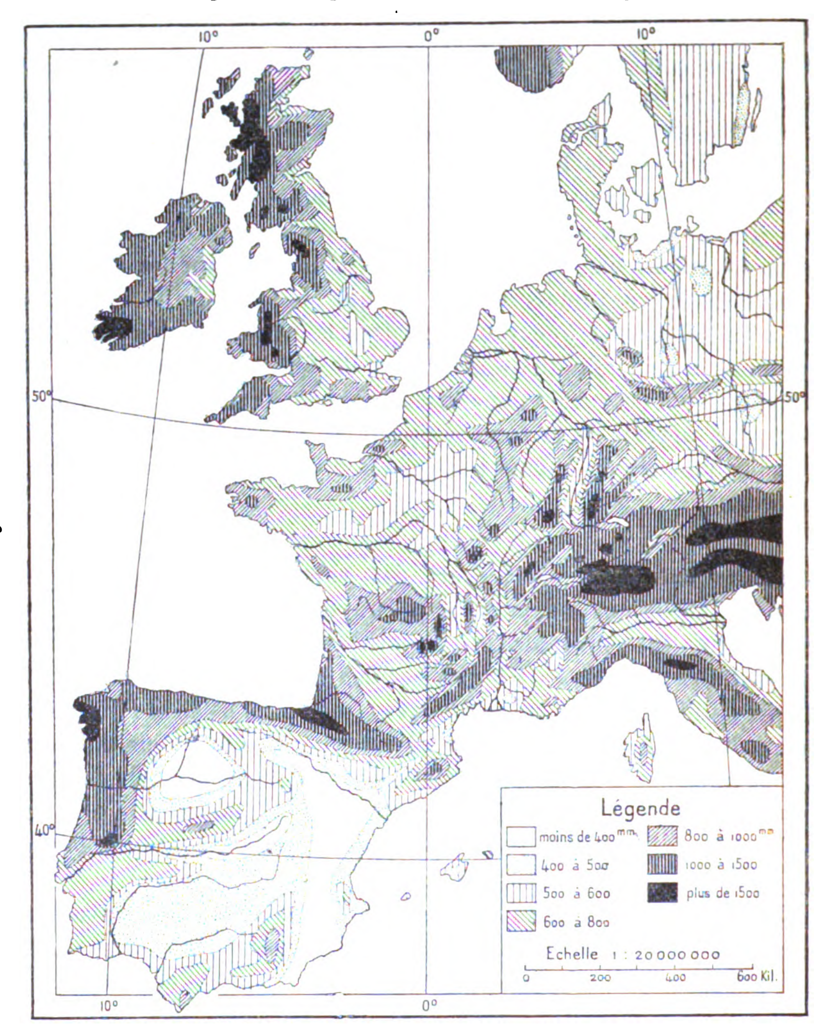


Fig. 73. — Précipitations dans l'Europe occidentale, d'après Angot.

genfurt). On trouvera dans la bibliographie de ce chapitre l'indication d'un certain nombre d'études de détail sur la répartition des pluies, qu'on peut recommander comme des types.

Variation annuelle de la pluviosité. Régimes pluviométriques. — La somme annuelle des précipitations est rarement répartie dans l'année d'une façon égale. Les variations de la pluviosité sont discontinues. Des quantités énormes d'eau peuvent être précipitées en

quelques heures ; des mois entiers peuvent s'écouler sans une goutte de pluie. A Molitg-les-Bains, dans les Pyrénées, une averse d'une heure et demie a donné 313 mm. d'eau (20 mars 1868). A Tcherrapounji, on a recueilli, dans la journée du 14 juin 1876, 1 036 mm. A cette même station, les mois de décembre et de janvier sont souvent complètement dépourvus de pluie. A Bombay, où il tombe 1 890 mm. par an, on ne recueille pas en moyenne 10 mm. pendant 5 mois, de décembre à mai. Dans la zone tempérée elle-même, on peut citer des exemples de distribution très inégale des pluies dans le cours de l'année. Ainsi, Jérusalem ne reçoit que 18 mm. de mai à octobre contre 619 mm. qui tombent pendant les 6 autres mois.

La répartition moyenne des précipitations entre les douze mois de l'année est donc un élément du climat aussi important que le régime thermique ; c'est ce qu'on appelle le *régime pluviométrique*. Le retentissement des variations de la pluviosité sur toutes les formes de l'activité physique et organique se fait sentir partout, mais particulièrement dans les pays chauds, où, à chaque régime pluviométrique correspond un type de formations végétales, des associations déterminées de plantes et d'animaux, parfois même des formes de sociétés humaines. En Afrique, on peut noter qu'au régime équatorial correspond la forêt vierge avec ses peuples primitifs, au régime subtropical, le paysage de parc et la forêt galerie, les populations agricoles et sédentaires, d'organisation politique rudimentaire ; au régime tropical, la savane passant graduellement à la steppe et au désert, zone de déplacement des populations pastorales guerrières (Hamites, Wahuma, Peuls) et zone de fondation des états soudaniens.

Les chiffres exprimant la quantité moyenne d'eau tombée dans chaque mois ne sont aisément comparables que pour les stations où la somme annuelle diffère peu. Si l'on veut reconnaître aisément les rapports du régime de deux stations quelconques, il est nécessaire de faire intervenir la notion du *coefficient pluviométrique* [ANGOT, 6]. C'est le rapport de la chute d'eau moyenne observée dans un mois donné avec celle qu'on observerait si la somme annuelle était répartie également sur toute l'année. Pour tenir compte de l'inégalité des mois, la somme annuelle est divisée par 365 et multipliée par le nombre de jours du mois considéré, et c'est le résultat de cette opération qui est divisé par la moyenne mensuelle observée. Les coefficients pluviométriques peuvent servir à établir des courbes qui montrent nettement le régime, ou des cartes mensuelles. Ce procédé est plus météorologique que géographique ; le coefficient pluviométrique est une abstraction ; il n'indique pas d'une façon sûre les périodes sèches, qui sont l'élément géographique le plus important du climat. Une station où la somme annuelle est très faible pourra avoir une période sèche, qui disparaîtra dans une station où la somme annuelle est plus abondante, les coefficients pluviométriques étant les mêmes.

Régimes pluviométriques de la zone tropicale. — C'est dans la zone tropicale que l'étude des régimes pluviométriques offre le plus grand intérêt, car, en l'absence de variations thermiques très accentuées, c'est la variation de la pluviosité qui différencie les climats. Le régime des pluies y dépend presque exclusivement des facteurs cosmiques.

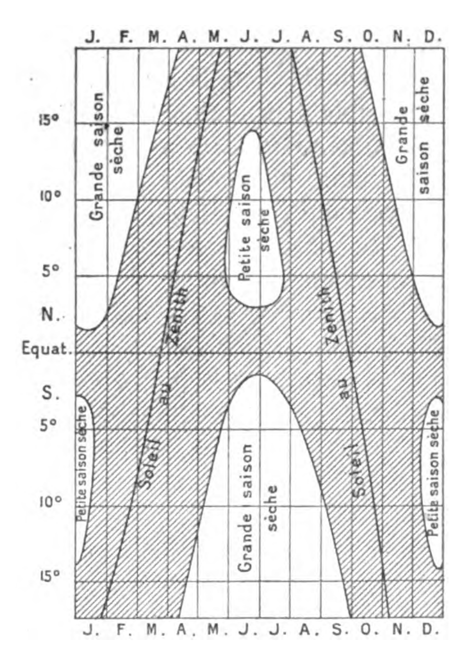


Fig. 74. — Schéma des régimes de pluie intertropicaux.

Sur l'horizontale de chaque latitude sont portés, au-dessous de la verticale du mois correspondant, le passage du Soleil au zénith et le commencement et la fin de chaque période de pluie. En joignant ces points, on obtient une courbe représentative de la marche du Soleil, qui met en lumière le rapprochement des deux passages au zénith vers les tropiques, et on isole une aire correspondant aux saisons pluvieuses, dont le développement et la scission suivant la latitude sont très démonstratifs. Il est intéressant de comparer ce schéma aux figures obtenues en utilisant, pour la limitation des périodes de pluie, des stations déterminées, échelonnées en latitude dans le même fuseau méridien.

On a vu (1[re] partie, chap. II) que, pour tous les points compris entre les deux tropiques, la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon à midi peut atteindre 90° (passage au zénith) deux fois par an. Or à chaque passage au zénith correspond un redoublement de la pluviosité, qu'explique l'échauffement produit dans la masse atmosphérique par les rayons verticaux du Soleil et le mouvement ascendant de l'air (refroidissement par détente). La répartition des pluies dans l'année dépend donc de la latitude et le schéma ci-dessus peut en faire comprendre les traits essentiels (fig. 74).

Les deux passages du Soleil au zénith se font à l'équateur à 6 mois de distance. Plus on s'élève en latitude, plus ces deux passages se rapprochent; il n'y a plus au tropique qu'un seul passage au zénith. Par suite, on aura au tropique un maximum de pluie, à l'équateur deux maxima. Suivant que les deux maxima sont plus ou moins éloignés, on voit s'individualiser une ou deux périodes de sécheresse, correspondant à la saison où le Soleil a sa plus faible déclinaison (hauteur au-dessus de l'horizon à midi).

Régime équatorial. — Il n'y a pas de saison sèche, mais seulement deux maxima de pluviosité, correspondant aux deux passages du Soleil au zénith distants de 6 mois (type : Mengo). Ce régime est souvent troublé par des influences de mousson, qui tendent à transformer en vraie saison sèche une des deux périodes de pluviosité plus faible (ex. : côte du golfe de Guinée).

Régime subéquatorial. — C'est un régime de transition dans lequel les deux passages du Soleil au zénith se rapprochent (4 à 5 mois). On voit apparaître deux périodes sèches : une grande et une petite, inverses de part et d'autre de l'équateur. Si la somme annuelle des pluies est assez élevée, la petite période sèche disparaît et n'est marquée que par une diminution des précipitations entre deux maxima (type Nord : Port-au-Prince; type Sud : embouchure du Congo).

Régime tropical. — Une seule période de pluies, souvent très violentes, mais limitées à 3 ou 4 mois au plus ; tout le reste de l'année forme une longue saison sèche (type Nord : Bathurst; Sud : Blantyre).

Régime désertique. — On peut à peine parler de régime des pluies dans les régions désertiques ; car les précipitations y sont extrêmement irrégulières. Des années entières peuvent s'écouler sans une goutte de pluie et des averses torrentielles inondent les vallées en quelques heures. On peut théoriquement considérer le régime désertique comme la limite vers laquelle tendent les régimes tropicaux : la saison sèche, de plus en plus développée, a fini par envahir toute l'année. Soustraite à la fois à l'influence des vents d'Ouest, qui se fait sentir dans la zone méditerranéenne pendant l'hiver, et à celle des dépressions barométriques amenées par le passage du Soleil au zénith dans la zone intertropicale, la zone désertique est victime d'un régime presque constant de hautes pressions barométriques et de vents divergents. En fait, on constate une tendance aux pluies d'été dans le Sud du Sahara, tandis que les pluies sont plutôt hivernales dans le Nord.

Le régime pluviométrique des déserts de la zone tempérée peut

être aussi considéré théoriquement comme la limite commune vers laquelle tendent les régimes méditerranéens et des moussons, en étendant de plus en plus l'un sa période sèche estivale, l'autre sa période sèche d'hiver. Les pluies des déserts transcaspiens sont en fait des pluies d'hiver.

Régimes méditerranéens. — On donne le nom de régime méditerranéen à un régime bien réalisé dans tout le bassin de la Méditerranée, mais qui se retrouve dans les deux hémisphères, aux latitudes moyennes, formant la transition des régimes tropicaux aux régimes des hautes latitudes. Il est caractérisé par des pluies d'hiver et une saison sèche d'été. Ce sont les déplacements de la zone des calmes subtropicaux qui règlent ce mécanisme. En été le monde méditerranéen est soumis aux mêmes influences que la zone désertique; mais en hiver les anticyclones tropicaux reculent vers l'équateur, la pression baisse et les vents d'Ouest peuvent envahir la zone méditerranéenne, y apportant les pluies dont ne bénéficie pas la zone désertique. L'influence de ces vents pluvieux n'arrive cependant pas à se faire sentir jusqu'au cœur des grandes masses continentales, telles que celle de l'ancien monde. C'est pourquoi le régime méditerranéen est limité à la côte Ouest, et c'est par une bande de contrées désertiques que se continue à l'Est la zone méditerranéenne. Pour produire le même effet, il suffit d'une haute chaîne de montagnes côtières arrêtant les vents pluvieux, comme les Andes du Chili ou la Sierra Nevada de Californie. Aussi, le régime méditerranéen et le régime désertique s'observent-ils partout côte à côte.

Dans le bassin de la Méditerranée, on peut suivre la transition de l'un à l'autre. On distinguera :

1° Un type maritime caractérisé par la précocité de la période des pluies (septembre-avril), exemple : Lisbonne.

2° Un type continental, plus sec en général, réalisé dans le bassin oriental de la Méditerranée, où l'influence des vents d'Ouest pénètre moins bien et plus tard (saison des pluies : décembre-mai), exemple : Jérusalem.

Le régime méditerranéen se retrouve dans l'hémisphère Nord en Californie; dans l'hémisphère Sud au Chili, au Cap et dans l'Australie méridionale (période de pluies : mai-septembre), exemples : Perth (Australie), Capetown (Sud Africain).

Régimes des hautes latitudes. — Le régime des pluies est, dans les hautes latitudes, sous l'influence de causes toute nouvelles. En

général, on ne trouve nulle part une vraie saison sèche; il y a seulement des saisons plus ou moins pluvieuses, dont la position dans l'année est déterminée par des causes essentiellement géographiques : répartition des terres et des mers, orientation des côtes et

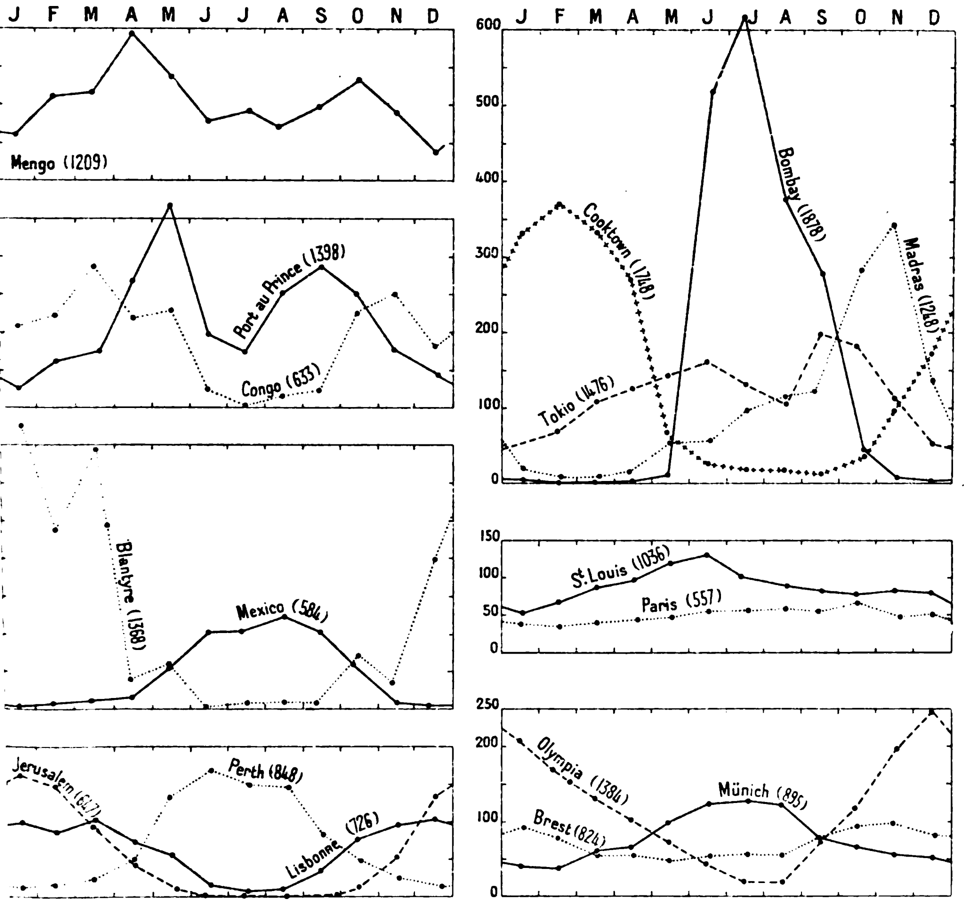


Fig. 75. — Courbes des principaux régimes pluviométriques (hauteurs absolues).

des massifs montagneux. La position des aires de haute pression barométrique et les déplacements incessants des aires cyclonales sont les facteurs essentiels. On distinguera :

1° Le *type continental,* caractérisé par un maximum de pluies d'été. C'est en quelque sorte le type normal du régime des hautes latitudes, celui qui serait réalisé partout, si la surface terrestre n'était pas partagée entre les mers et les continents. On peut voir, en effet, par l'exemple de l'hémisphère Sud, presque entièrement

ment océanique, que les hautes latitudes offrent une bande de minimum barométrique plus accentuée en été qu'en hiver; ce qui a pour conséquence une augmentation de la pluviosité pendant la saison chaude (exemple : Münich).

2° *Type maritime.* — Tous les mois sont pluvieux, mais il y a un maximum en hiver. Ce régime est en quelque sorte une corruption du type normal, due aux influences maritimes. On sait que, dans les hautes latitudes, les dépressions, qui se forment sur les mers, sont plus fréquentes et plus profondes en hiver; elles amènent avec elles la pluie sur les côtes occidentales des continents, qu'elles abordent de front. Le maximum de pluviosité déterminé ainsi en hiver efface celui de l'été (exemples : Brest, Olympia, É.-U.).

3° *Type* de transition *subcontinental.* L'extension du régime maritime est plus limitée qu'on ne le croit généralement. La plus grande partie de l'Europe est soumise à un régime de transition, qui offre deux maxima de pluviosité (exemple : Paris).

4° Un autre *type subméditerranéen* s'observe dans l'Europe centrale et orientale et en Amérique dans le bassin du Missisipi. Le maximum des pluies n'est ni en été comme dans le climat continental, ni en hiver comme dans le climat méditerranéen, mais au printemps (exemples : Bucarest, Saint-Louis).

Régime des moussons. — Ce régime a une extension très grande. Il domine partout où s'observe le renversement périodique des vents de terre et de mer dont nous avons expliqué les causes dans le chapitre précédent. En général, la période de pluie correspond à la mousson d'été, qui vient de l'Océan (exemple : Bombay), mais les conditions locales du relief et l'orientation des chaînes de montagne peuvent transformer parfois la mousson d'hiver en mousson pluvieuse. C'est ainsi que la côte de Ceylan et les Ghattes orientales sont arrosées surtout par la mousson, qui s'est chargée d'humidité en traversant le golfe du Bengale (exemple : Madras). Il en est de même de l'Annam (Hué).

Le régime typique des pluies de mousson s'observe dans les pays tropicaux; souvent il paraît n'être qu'une exagération du régime tropical. La période sèche s'étend généralement sur six mois de l'année; elle est d'autant plus sensible que l'hiver n'amène pas d'abaissement de température notable. La date du commencement de la période de pluie varie suivant l'orientation des côtes et l'éloignement de l'équateur. Les premières pluies se font sentir à Zanzibar au début de mars, en Arabie fin mars, à l'entrée du golfe Persique

en avril, sur le bas Indus en mai, à Bombay au début de juin, à Calcutta dans la deuxième semaine de ce mois.

Le régime des moussons pénètre jusque dans la zone tempérée, mais en s'altérant peu à peu au fur et à mesure qu'on s'éloigne des tropiques. La Chine méridionale ne connaît pas à proprement parler de saison sèche, pas plus que le Japon. Cette situation privilégiée paraît être due en partie aux dépressions qui se forment en hiver sur les flancs du maximum de Sibérie, mais aussi à la disposition des reliefs et des côtes. La mousson d'hiver, en s'élevant contre les chaînes orientées Est-Ouest de la Chine méridionale et en heurtant les côtes du Japon après avoir traversé la mer du même nom, y détermine des pluies (exemples : Shangaï, Tokyo).

Il n'est peut-être pas de régime pluviométrique dont les conséquences sur toutes les formes de la vie soient plus saisissantes que le régime des moussons. Dans l'Arabie méridionale, la mousson a créé une zone d'oasis où le café est depuis longtemps une source de richesse; c'est la seule partie de l'Arabie où l'on ne fasse pas de prières pour la pluie. Dans l'Inde occidentale, la mousson pluvieuse est attendue avec anxiété; trop tardive ou trop précoce, elle anéantit les récoltes et cause ces famines épouvantables souvent suivies d'épidémies, qui anéantissent les trois quarts de la population d'une province. Certaines cultures, comme celle du café, du thé, du riz, sont restées longtemps le monopole des régions de mousson et y ont encore la prépondérance.

Le régime des pluies de mousson se retrouve partout où le même renversement des vents se produit de la saison chaude à la saison froide autour d'une aire continentale. Sur la côte du golfe de Guinée, le rythme du régime subéquatorial est troublé par le renversement des alizés, qui crée une véritable mousson. Le Sud-Est des États-Unis, sans avoir de saison sèche proprement dite, a une période de pluies d'été ayant le caractère de pluies de mousson. Dans l'hémisphère Sud, la côte orientale de Madagascar et surtout le Nord-Est de l'Australie ont un régime de pluies de mousson très net, mais les périodes sèches tiennent naturellement la place des périodes de pluies de l'hémisphère Nord (exemple : Cooktown).

---

1. — TEISSERENC DE BORT. Sur la distribution de la nébulosité moyenne à la surface du globe. *An. Bur. centr. mét.*, IV, 1884.

2. — Atlas international des nuages. Paris, 1896 (28 fig., 14 pl. couleur; texte français, anglais et allemand).

3. — SUPAN (A.). Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdober-

fläche. *P. M., Erg.* n° 124, Gotha, 1898. (Donne les totaux mensuels pour 1233 stations extra-européennes avec 4 cartes mensuelles; complété pour les Océans par le même auteur: Die jährliche Niederschlagsmenge auf den Meeren, *P. M.*, XLIV, 1898, p. 170-182, pl. 13.)

4. — HERBERTSON (A. J.). The distribution of rainfall over the land. *Royal Soc. Extra publications.* London, 1899; 12 cartes mensuelles reproduites dans BARTHOLOMEW, Physical atlas, pl. 20.

5. — REGER. Regenkarte von Europa. *P. M.*, XLIX, 1903, pl. 11-13. (C'est une compilation de cartes non basées sur les mêmes périodes.)

6. — ANGOT (A.). Régime des pluies de l'Europe occidentale. *An. Bur. centr. mét.*, 1896, I, Paris, 1897, p. B 155-192, pl. 9-21; — cf. *A. d. G.*, V, 1896, p. 15-24, carte pl. 1.

7. — LANCASTER. La pluie en Belgique. Bruxelles, 1894, in-8°.

8. — SYMONS. The rainfall of the British Isles. *Met. Office.* London, 1897 (a servi à dresser les cartes de BUCHAN dans l'Atlas de BARTHOLOMEW).

9. — BUCHAN. The rainfall of Scotland for twenty five years (1886-1890). *J. Scot. Met. Soc.*, 1896, 2e sér., t. X.

10. — HELLMANN. Beiträge zur Niederschlagsverhältnisse von Deutschland. *Met. Z.*, IV, 1887.

11. — HELLMANN. Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. Berlin, 1906, 3 vol. in-8°, 527-730-880 pp., 3 pl., 1 carte.

12. — HANN (J.). Untersuchungen über die Regenverhältnisse von Oesterreich-Ungarn. *Sitzber. K. Ak. d. Wiss.*, Wien, LXXXVIII, 1880.

13. — TRABERT. Verteilung der Niederschlagshöhen in Donaugebieten. *Beilage zu Heft* 7, *M. G. Ges. Wien*, t. XXXVI.

14. — TILLO (A. de). Atlas pluviométrique de l'Empire russe, série 1871-1890 (en russe). St-Pétersbourg, 1897.

15. — RAULIN. Die Regenverteilung auf der Balkanhalbinsel, 1871-1890, *Met. Z.*, 1895. Cf. TRZEBITZKY (Fr.). Die Niederschlagsverteilung auf der Südosteuropäischen Halbinsel *P. M.*, LV, 1909, p. 186-188, carte, pl. 21.

16. — HEPITES. Régime pluviométrique de la Roumanie. Bucarest, 1900, in-4°, 74 p., 8 pl.

17. — EREDIA (F.). Le precipitationi atmosferiche in Italia (*An. Ufficio C. Met. e Geodinamico Ital.*, XXVII, 1, 1905, Rome, 1908, in-4°, 317 p., 17 pl.

18. — ANGOT (A.). Régime des pluies de la péninsule ibérique. *An. Bur. centr. Mét.*, 1893, Paris, 1895, p. B 157-194, pl. 13-16.

19. — BILLWILLER. Carte pluviométrique de la Suisse. *Arch. Sc. phys. et natur.*, Genève, 1897.

20. — HARRINGTON (M. W.). Rainfall and snow of the United States compiled to the end of 1891 (cartes mensuelles). Washington, 1894.

21. — HENRY (A. J.). Rainfall of the United States. *Weather Bur. Bul.*, Washington, 1897.

22. — WILLIS (J. T.). Rainfall in Australia. *Scot. G. Mag.*, III, 1887.

23. — GREELY (A. W.). Rainfall types of the United States. *Nat. G. Mag.*, Washington, 1893.

24. — SAPPER (K.). Regenfall in Nordl. Mittelamerika. *P. M.*, XLIII, 1897, p. 117.

25. — TRIPP (W. B.). South American rainfall south of the tropics. *Scot. G. Mag.*, 1889.

26. — VOSS (E. L.) Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika. *P. M.*, *Erg.* 157, 1907, 57 p., 2 pl.

27. — HANN (J.). Temperatur und Regenverhältnisse der Japanischen Inseln. *P. M.*, XXXIV, 1888, p. 289.

28. — BUCHAN (A.). A discussion of rainfall of South Africa, 1889-94. Capetown, 1897.

CHAPITRE V

LES TYPES DE TEMPS

Intérêt géographique de l'étude du temps. — Nous avons défini le climat l'ensemble des conditions météorologiques *moyennes*. Le temps est au contraire un ensemble de conditions *temporaires*. On dit du même pays : « le climat y est doux »; et : « le temps a été très froid le mois dernier ».

Toute moyenne est plus ou moins une abstraction, particulièrement dans les régions tempérées, où les variations des éléments météorologiques sont des plus irrégulières. D'autant que les cadres rigides suivant lesquels les moyennes sont établies ne correspondent pas aux périodes réelles de temps chaud ou froid, sec ou humide, qui se reproduisent si fréquemment.

L'étude de pareilles périodes suivant des exemples empruntés aux années les mieux connues, nous permet d'apprécier exactement les combinaisons et les réactions réciproques des divers éléments du climat, dont nous avons analysé jusqu'ici séparément les caractères. C'est à ce titre qu'elle intéresse spécialement la géographie et mérite de tenir dans les descriptions régionales une place plus grande que celle qu'on lui accorde généralement.

Cette étude, exigeant un matériel considérable d'observations météorologiques rigoureusement simultanées, n'est possible que dans les régions dotées de services météorologiques. Elle a été surtout pratiquée en Europe et aux États-Unis par des météorologues, auxquels étaient d'ailleurs étrangères les visées géographiques. Le but qu'ils se proposaient était double : expliquer les cas anormaux (Teisserenc de Bort), ou prévoir le temps pour plusieurs jours (Van Bebber, Loomis). La prévision du temps est en effet fondée sur le retour fréquent de périodes où l'état de l'atmosphère reste à peu près le même et où l'on retrouve les mêmes relations entre la température, la pression atmosphérique, le vent, l'humidité de l'air et les précipitations.

Le principe général est que la cause déterminant à un moment donné les caractères du temps est la position des anticyclones et des aires cyclonales, appelés très justement par Teisserenc de Bort les grands centres d'action de l'atmosphère. Nous allons étudier successivement les influences cyclonales et anticyclonales.

Instabilité des aires cyclonales. — Pour comprendre l'influence des dépressions barométriques sur le temps, il faut se les représenter comme des centres essentiellement instables. C'est une loi générale que *toute dépression barométrique tend à se déplacer ou à se combler*. Les aires de basses pressions, qu'on voit figurer sur nos cartes d'isobares moyennes dans les hautes latitudes, correspondent aux régions où passent le plus souvent les dépressions les plus profondes. L'expé-

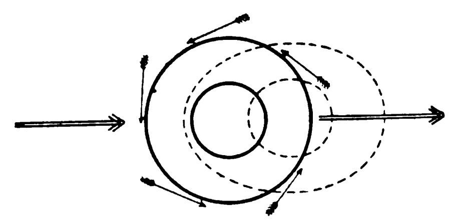


Fig. 76. — Explication du déplacement vers l'Est des dépressions par déformation des isobares.

Traits pleins : Isobares primitives; — traits discontinus : Isobares déformées; — flèches simples : Vents convergeant vers le centre de la dépression; — flèches doubles : mouvement d'ensemble de la masse atmosphérique.

rience montre que les dépressions de l'hémisphère Nord se déplacent généralement de l'Ouest à l'Est. Il est d'ailleurs facile de l'expliquer. D'après la loi de Buys Ballot, le vent converge vers la dépression en déviant vers la droite. Il en résulte dans la partie Est de la dépression des vents du Sud, dans la partie Ouest des vents du Nord. Les vents du Sud élèvent la température et tendent à faire baisser la pression, les vents du Nord abaissent la température, ce qui fait monter le baromètre. Par suite la dépression se déforme, les isobares prenant l'allure marquée en traits discontinus dans la figure 76, le centre de l'aire cyclonale se déplace vers l'Est.

Le déplacement d'une dépression peut encore être déterminé par les mouvements généraux de l'atmosphère. On voit en effet (fig. 76) que, si une dépression se produit dans une région où l'air est animé d'un mouvement général vers l'Est, la pression se relèvera dans la partie Ouest par suite de l'afflux de l'air, tandis qu'elle baissera dans la partie Est. Les isobares se déformeront donc en déplaçant le centre de la dépression dans le sens du mouvement général de l'atmosphère.

Enfin on a constaté que les dépressions se portaient de préférence vers les régions où l'air est plus humide et où il a plu récemment. C'est ce qui explique qu'elles suivent en Amérique la zone des grands lacs, sur l'Atlantique la voie du Gulf Stream, en Europe la mer du Nord et la Baltique.

La vitesse de déplacement des dépressions est très variable : en Europe, elle atteint en moyenne 27 km. à l'heure; aux États-Unis, 42 km. Elle est en général plus grande en hiver qu'en été.

Les cyclones des pays tropicaux connus sous le nom de *typhons* se déplacent beaucoup plus vite. Les lois de leur propagation paraissent

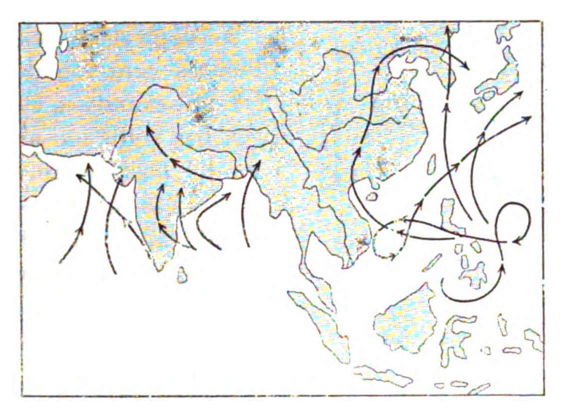


Fig. 77. — Trajectoires des cyclones sur les côtes Sud-Est de l'Asie, d'après Bartholomew.

aussi plus difficiles à établir. Leur trajectoire offre souvent des boucles avec de brusques retours en arrière (fig. 77).

Il ne semble pas y avoir de différence qualitative entre les typhons et les dépressions cyclonales. Le diamètre beaucoup plus réduit, la pression beaucoup plus basse au centre, le gradient plus fort, le vent beaucoup plus violent, caractérisent les typhons. La hauteur de la couche atmosphérique intéressée par le mouvement tourbillonaire est aussi beaucoup plus faible. Tandis que les dépressions cyclonales sont sensibles jusqu'à 5 ou 6 km. de hauteur, souvent même jusqu'à 8 000 m., les typhons n'intéressent qu'une couche épaisse de moins de 1 km. Les trombes de sable, qui se forment constamment dans les déserts, sont causées par un mouvement giratoire et ascendant de l'air encore plus limité et dû à un surchauffement local. Il en est de même des trombes, appelées parfois cyclones, qui se produisent en été, même dans les régions tempérées et dont le passage sur les villes ou dans les champs est marqué par d'importants dégâts le long d'un ruban large de 100 m. au moins.

Les typhons ne sont pas, comme les dépressions de la zone tempérée, des éléments appréciables du temps : ils ne modifient pas la situation générale de l'atmosphère. Il est à noter cependant qu'ils semblent se produire plus fréquemment quand l'assiette généralement régulière du climat tropical

est troublée par quelque grand changement, comme le renversement des moussons.

Variations du temps dues aux déplacements des aires cyclonales. — Nous avons déjà vu comment la convergence des vents vers le centre de la dépression modifie la distribution des températures. Le centre se déplaçant assez rapidement, il doit en résulter des changements du temps suivant une évolution facile à prévoir. Le schéma suivant (fig. 78) peut aider à comprendre les phases successives du phénomène dans le cas d'une dépression abordant les côtes occidentales de l'Europe. Les vents qui prévalent dans la moitié antérieure de la dépression apportent des influences continentales; les vents d'Est sont chauds en été et froids en hiver. Les vents qui prévalent dans la moitié postérieure apportent au contraire des influences maritimes; ils sont rafraîchissants en été et chauds en hiver, toujours pluvieux, mais spécialement en hiver. L'effet produit sur un pays situé au Sud de la trajectoire du cyclone, qui se déplace vers l'Est; peut être facilement déterminé d'après ce schéma. On se trouvera successivement dans les positions intermédiaires entre C, A et B; d'abord vent de SSE., sec et chaud, surtout en été, puis vent de SW. et W., amenant la pluie, réchauffant l'atmosphère en hiver, abaissant la température en été; enfin vent du NW., qui, surtout en été, abaisse la température et amène la cessation des pluies. On observe très souvent cette évolution dans l'Europe occidentale, car il arrive fréquemment qu'une dépression passe au Nord de nos côtes en se propageant vers le NE.

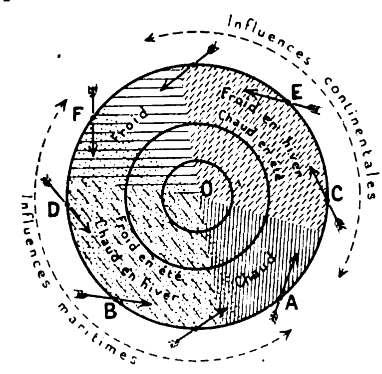


Fig. 78. — Schéma des influences cyclonales dans l'Europe occidentale.

Le pointillé indique l'aire pluvieuse; le grisé serré, la zone chaude; le grisé lâche, l'aire froide; les traits discontinus, l'aire à température changeante suivant la saison.

Si la dépression passait sur la région considérée, on se trouverait successivement dans le cas des points C, O et D, c'est-à-dire qu'on aurait d'abord des vents du S. secs et chauds en été, puis des vents d'W. et NW. amenant la pluie et abaissant la température. La saute du vent et le refroidissement seraient très brusques. Cette succession est aussi commune dans l'Europe occidentale, surtout au printemps, c'est une des formes du temps de *giboulées*. On pourrait de même étudier avec ce schéma le cas, plus rare en France, où la dépression

passe au S. toujours avec déplacement vers l'E.; celui où elle se propage du Sud au Nord, en passant à l'Ouest : vent d'E. violent et froid en hiver, suivi de vents d'W et SW. chauds et pluvieux.

On n'oubliera pas que ces déductions ne sont valables que pour l'Europe occidentale, ou en général pour les côtes occidentales des continents dans l'hémisphère Nord. Mais il est facile, en appliquant les mêmes principes d'imaginer ce qui doit se passer dans la région atlantique de l'Amérique du Nord (fig. 79). La translation de l'Ouest à l'Est amène la dépression à passer de la terre sur la mer; aussi le cercle des influences continentales, au lieu d'être en avant se trouve en arrière, le cercle pluvieux est dans les quadrants NE., E. et SE. Les changements de temps ne sont donc pas les mêmes aux États-Unis qu'en Europe, la principale différence est dans la position de la zone pluvieuse à l'avant de la dépression. On s'explique maintenant pourquoi les cyclones se déplacent plus rapidement en Amérique qu'en Europe. Les pluies qui se produisent à l'avant attirent la dépression, tandis que chez nous elles tombent à l'arrière et retardent par suite la translation vers l'Est; aussi voit-on souvent les dépressions stationner sur la mer du Nord ou la Baltique et se combler en atteignant la Russie.

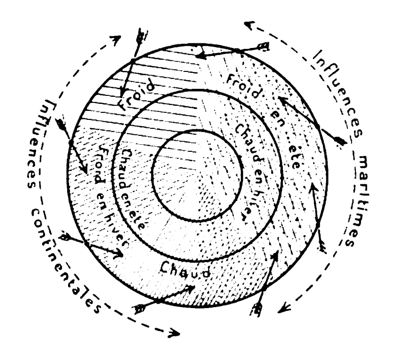


Fig. 79. — Schéma des influences cyclonales aux États-Unis (mêmes signes que fig. 78).

Remarquons encore qu'en Amérique tous les vents qui soufflent à l'arrière de la dépression sont froids en hiver, tandis qu'en Europe les vents du Nord sont seuls froids. Ces deux faits, prédominance des vents froids à l'arrière et rapidité du déplacement des dépressions, expliquent les brusques coups de froid connus sous le nom de *cold waves*, qui se produisent aux États-Unis quand une dépression se déplace le long de la côte atlantique, et contribuent à abaisser les moyennes thermiques.

C'est naturellement sur les côtes que l'influence des cyclones est le plus marquée. Aussi avons-nous envisagé spécialement le cas de la côte occidentale d'Europe et de la côte orientale des États-Unis. Dans l'intérieur des continents, les conditions sont différentes. Ainsi dans les cyclones traversant la vallée du Mississipi, la zone pluvieuse se trouve dans le quadrant WNW.; les contrastes thermiques sont relativement moins accentués.

Trajectoires principales des cyclones. — Ces explications suffisent pour faire comprendre l'intérêt qu'il y a à connaître les trajectoires des cyclones les plus fréquentées. La carte ci-jointe (fig. 80) donne les résultats des recherches qui ont été faites à ce sujet en Europe et aux États-Unis.

On remarquera la prédilection marquée des cyclones pour les

régions océaniques chaudes (voie du Gulf Stream) et pour les régions continentales où l'humidité de l'air est enrichie par des mers intérieures (Méditerranée, Baltique, mer du Nord), ou par de grandes nappes lacustres (grands lacs canadiens).

En Europe, Van Bebber [4] a distingué un certain nombre de voies plus ou moins fréquemment suivies selon les saisons (fig. 81). L'étude de ces variations est des plus intéressantes. On voit que l'Europe est divisée en trois zones : une zone septentrionale océanique, où les dépressions se déplacent constamment de l'Ouest à l'Est,

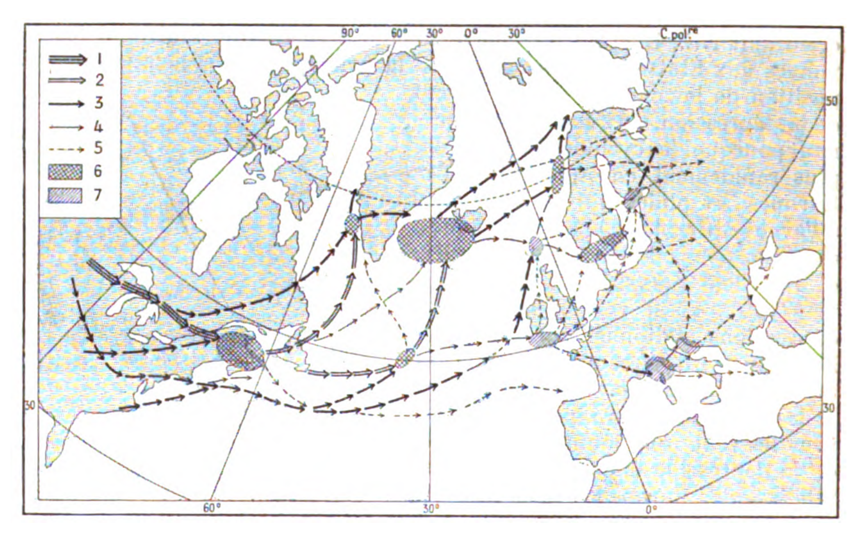


Fig. 80. — Trajectoires principales des cyclones dans l'hémisphère Nord, d'après Köppen.

1, trajectoire suivie par 38 cyclones par an ; 2, de 12 à 15 cyclones par an ; 3, de 9 à 12 cyclones ; 4, de 6 à 9 ; 5, de 3 à 6 ; 6, régions de convergence et de dispersion de 1er ordre ; 7, régions de convergence de 2e ordre.

tantôt au Nord des îles Britanniques (voie no 1), tantôt en passant par la mer du Nord et la Baltique (voie n° 2), parfois même en suivant la Manche et se propageant par les plaines de l'Allemagne du Nord (voie n° 4) ; — une zone méridionale méditerranéenne, où les dépressions passent presque toutes par le golfe de Gênes et l'Adriatique (voie n° 3) ; — enfin une zone continentale formant comme une muraille de hautes pressions entre ces grandes voies cyclonales, c'est la *dorsale barométrique* de Woeikoff, dont nous apprécierons bientôt l'influence capitale sur le climat de l'Europe.

La voie 1 a la prépondérance en janvier, ce qui explique les hivers doux de l'Europe occidentale (prépondérance des vents de SE., S., et SW.). La voie 2 est plus fréquentée en octobre, ce qui

explique nos automnes pluvieux (prédominance des vents d'Ouest). Au mois d'avril, l'échauffement rapide du monde méditerranéen provoque la formation de dépressions nombreuses; c'est l'explication des printemps parfois maussades de nos côtes atlantiques (vents

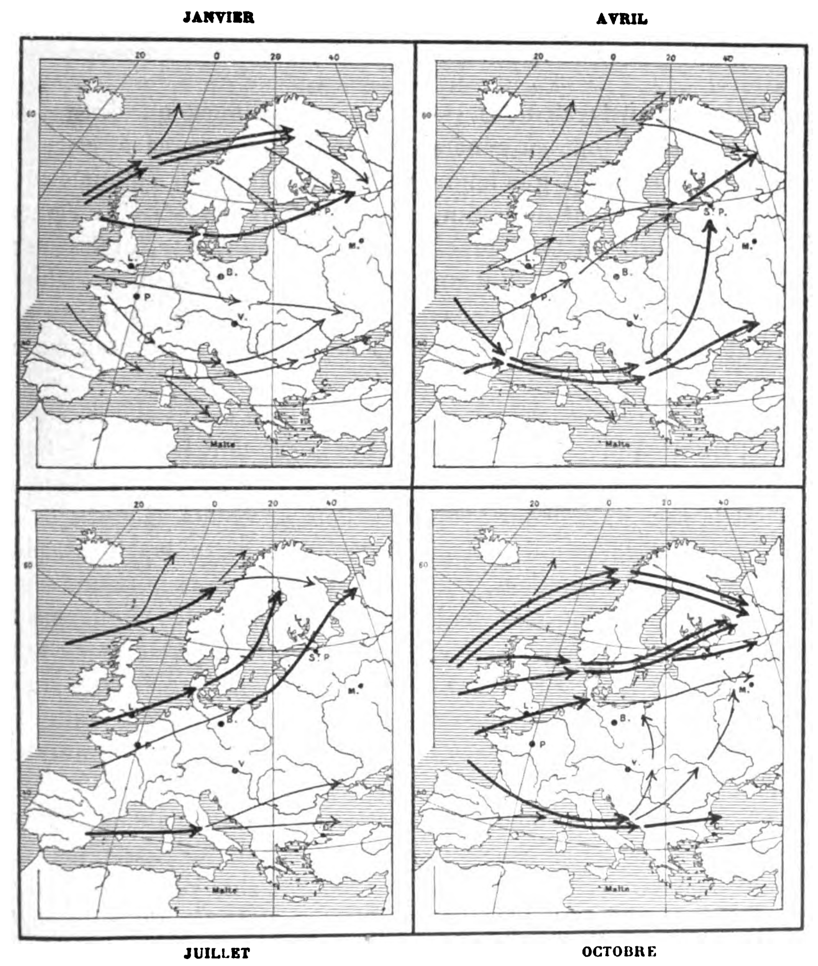


Fig. 81. — Trajectoires des cyclones en Europe, d'après Van Bebber.
La fréquence des dépressions est indiquée par la grosseur des flèches.

du NW.) et des pluies de printemps du monde méditerranéen, surtout aux confins de la Russie méridionale. Le printemps, comme l'été, est caractérisé par la prédominance de la trajectoire 4 (Manche, Allemagne du Nord); le centre de la dépression passant par nos côtes y amène des bourrasques et pluies froides bien connues sous le nom de giboulées.

Les types de temps dus aux influences cyclonales sont naturellement instables; néanmoins ils peuvent se prolonger parfois pendant une période assez longue, car souvent les dépressions se suivent à la file. En Europe, elles peuvent même parfois s'arrêter plusieurs jours sur place. Ce cas est fréquent en hiver, comme nous le verrons plus loin.

Influences anticyclonales. — Les anticyclones ou centres de hautes pressions ont en général une influence inverse de celle des cyclones. On sait déjà que le mouvement anticyclonal a pour conséquence l'abaissement de l'humidité relative, la limpidité de l'atmosphère, par suite un réchauffement intense ou un refroidissement rapide suivant la saison. Les anticyclones sont généralement stables; ils donnent donc un temps constant. Ce sont comme les piliers qui limitent les voies et les carrefours où se déplacent tumultueusement les cyclones.

Le centre d'un anticyclone est une région de temps stable, chaud en été, froid en hiver, toujours sec. Les bords sont le siège de vents divergents qui, suivant la position du centre de l'anticyclone et suivant la saison, peuvent avoir des effets différents. Il faut ajouter que les anticyclones ne sont pas immobiles; ils se déplacent, plus lentement que les cyclones, mais généralement dans le même sens, c'est-à-dire vers l'Est. Ces déplacements amènent des changements de temps, comme ceux des cyclones. Ils peuvent produire de forts gradients, qui déterminent des vents violents, d'où résultent sur le bord des montagnes des pluies de relief. Ce cas est parfois réalisé en été; on lui doit quelques-unes des plus violentes crues connues du Danube et de ses affluents [E. DE MARTONNE, 12].

La stabilité est cependant la caractéristique principale des anticyclones. Aussi le mécanisme du climat dépend-il essentiellement des anticyclones et de leur position par rapport aux voies cyclonales. En Europe, les deux anticyclones qui règlent la vie atmosphérique sont celui de Sibérie, qui parfois s'étend sur la Russie, et celui des Açores, qui parfois s'étale jusque sur l'Espagne et l'Europe occidentale. Suivant que ces deux foyers de vents divergents s'approchent ou se reculent, l'accès de l'Europe est fermé ou ouvert aux cyclones et les types de temps sont très différents. Parfois ils fusionnent et il en résulte des types de temps anormaux, dont nous verrons un exemple. La situation la plus commune est celle où l'anticyclone sibérien tend à s'étaler en venant finir en pointe sur la Suisse; c'est l'origine de cette dorsale barométrique qui écarte de l'Europe cen-

trale les dépressions rejetées au Nord ou au Sud et qui doit être rendue responsable des hivers si froids de l'Allemagne méridionale, de la Bohême et de la Galicie.

Aux États-Unis, l'anticyclone des Açores joue encore un certain rôle; mais bien plus important est l'anticyclone qui a son centre sur le Manitoba, faisant sentir parfois son influence jusque sur la côte atlantique et le golfe du Mexique. C'est lorsqu'il s'étale ainsi juste au moment où des dépressions se propagent de la Floride au Saint-Laurent, que se produisent ces coups de froid désastreux pour l'agriculture appelés *cold waves*.

Formes de transition des cyclones aux anticyclones. — Si opposés que soient leurs caractères, on ne doit pas considérer cependant les anticyclones et les cyclones comme des phénomènes indépendants. Leurs réactions réciproques sont au contraire le principe même des transformations de la situation atmosphérique. La lutte incessante qu'ils se livrent donne lieu à la production de formes spéciales des isobares qu'il convient de signaler.

Les dépressions ont rarement, surtout dans les hautes latitudes, la forme circulaire schématique. Elles sont déformées par le heurt contre le bord des anticyclones. Les dépressions atlantiques approchant de la côte européenne se scindent souvent en deux ou trois tronçons, soit dans le sens du parallèle, soit dans le sens du méridien. Dans le premier cas, l'instabilité du temps est extrême, les sautes du vent caractéristiques du passage des dépressions se répétant plusieurs fois de suite. Dans le second cas, on assiste à la formation de *satellites* ou *dépressions secondaires*, qui peuvent avoir une grande influence sur le temps en déterminant des perturbations locales très fortes (fig. 88). Un angle rentrant, comme une sorte de golfe des isobares, accompagne souvent la formation des dépressions secondaires (fig. 88, A). Parfois cet angle s'effile et forme une sorte de pédoncule reliant le satellite à la dépression principale. C'est dans ce cas que se produisent les grains orageux les plus caractérisés, particulièrement en été (fig. 89).

Les anticyclones de leur côté n'ont presque jamais une forme circulaire ni même elliptique. Leur extrémité s'étire fréquemment, en formant une sorte de cap ou de promontoire. C'est ainsi que l'anticyclone des Açores vient souvent effleurer l'Espagne et le Midi français (fig. 85 et 88). Lorsque ce promontoire s'avance vers l'Est, il rejette l'air devant lui comme une sorte de proue, et il peut en résulter des perturbations atmosphériques. La pointe peut se briser

et un petit anticyclone se détache, se déplaçant généralement vers le Nord-Est et amenant des coups de vent sec et chaud sur son bord occidental (vent d'autan, fig. 88). L'approche des dépressions atlantiques est souvent responsable de cette scission des aires anticyclonales.

L'intervalle compris entre deux aires anticyclonales rapprochées présente un tracé des isobares semblable à celui des courbes de niveau topographiques sur un col. Des perturbations atmosphériques sont fréquentes dans ce cas.

De la combinaison des influences cyclonales et anticyclonales résulte une variété infinie de types de temps dont nous étudierons seulement quelques exemples classés par saisons.

Hiver. Type doux normal. — L'hiver est le plus souvent doux et humide pour l'Europe occidentale, froid pour l'Europe orientale. Le mois de février 1880 offre un bon exemple de ce type de temps

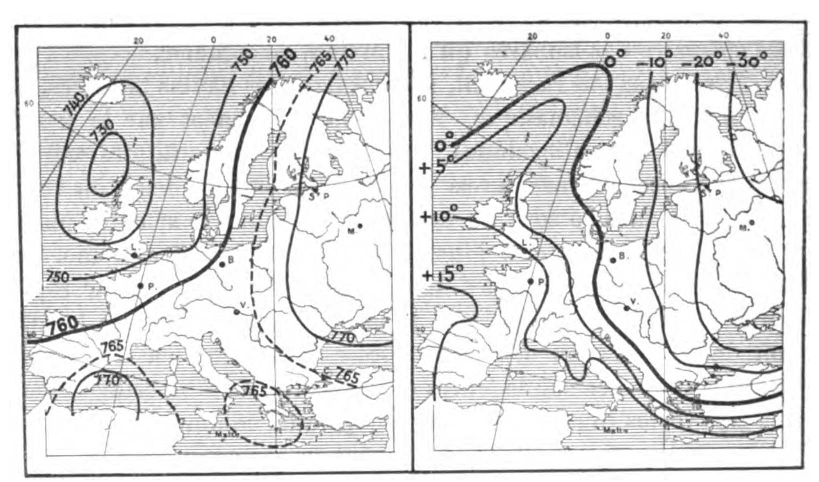


Fig. 82. — Pression atmosphérique et température le 19 février 1880, d'après Teisserenc de Bort (type d'hiver doux).

Le jour le plus caractéristique est le 19 (fig. 82). Le cyclone qui aborde le Nord des Iles Britanniques amène des vents du S. et SW. sur toute l'Europe occidentale, avec des températures relativement très élevées, un ciel nuageux et des pluies fréquentes; tandis que l'aire anticyclonale, qui couvre la Russie, donne un ciel pur et des froids intenses (Arkhangel, — 34°). Ce type de temps a duré du 7 au 21 février, le cyclone se déplaçant lentement sans se combler. On peut le définir ainsi : prédominance de la trajectoire n° 1 (Shetland, Norvège) avec

extension du maximum de Sibérie sur la Russie. Ces deux influences se partagent l'Europe et règlent la distribution des températures et de l'humidité.

Hiver rigoureux. — Les hivers rigoureux pour l'Europe occidentale sont dus à une situation anormale, dont le mois de décembre 1879 a offert un des exemples les plus caractéristiques. La figure 83

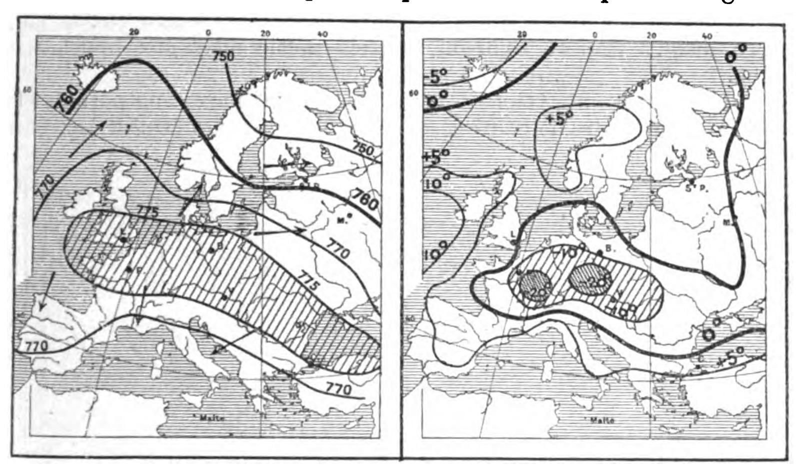


Fig. 83. — Pression atmosphérique et température le 17 décembre 1879, d'après Teisserenc de Bort (type d'hiver froid).

Le grisé met en évidence la coïncidence de l'aire d'anomalie thermique négative avec l'aire d'anomalie barométrique positive.

montre la distribution singulière des températures le 17. Les froids qu'on note habituellement en Russie s'observent en Lorraine et Bohême, tandis que l'Irlande, la Norvège et le Nord de la Russie jouissent de températures exceptionnellement douces. Cette situation anormale résulte de la fusion des deux anticyclones des Açores et de Sibérie, qu'on a pu voir se rapprocher lentement les jours précédents. L'aire de hautes pressions qui s'étend ainsi sur l'Europe centrale rejette l'air tout autour d'elle; son bord Nord est relativement chaud, son bord Sud relativement froid (Constantinople et Naples ont la même température que Bergen). Le centre de l'anticyclone, qui séjourne sur place pendant 22 jours, est le siège d'un temps clair en général, parfois brumeux, toujours sec. La limpidité de l'air rendant plus actif le refroidissement nocturne, le thermomètre baisse d'une manière continue. Ce refroidissement fut singulièrement favorisé en France par la présence d'une couverture de neige sur le sol, héritage d'une période de temps troublé, qui avait

marqué le début du mois. Le 10 on notait —25°,6 à Paris, la plus basse température observée jusque-là.

Le régime anticyclonal n'a pas toujours les mêmes conséquences. Rarement, d'ailleurs, on voit coïncider la formation d'un pont de hautes pressions étalées sur l'Europe moyenne avec des chutes de neige dans l'Europe occidentale, qui préparent le sol pour un rayonnement intense. La coïncidence de hautes pressions et de la couverture de neige est au contraire un fait constant en Russie et explique en partie les froids rigoureux qu'on y observe jusqu'à Kief et Kherson, parfois même jusqu'aux bouches du Danube.

Quand le régime anticyclonal s'établit en Europe après une période pluvieuse, et que le centre de hautes pressions se trouve vers l'Ouest, les consé-

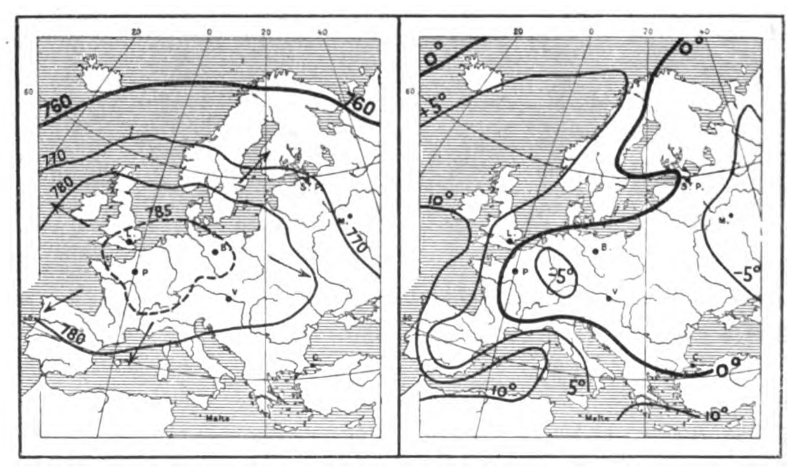


Fig. 84. — Pression atmosphérique et température le 17 janvier 1882, d'après Angot (type d'hiver brumeux).

quences sont toutes différentes. L'humidité dégagée du sol se condense en brouillards, qui s'élèvent dans la matinée, formant un voile gris uniforme de stratus, d'où sortent seuls les sommets des montagnes baignés dans un ciel pur et lumineux. Ni vent, ni pluie, ni froids excessifs. Le voile des nuages cache constamment le soleil, les températures moyennes restent au-dessous de la normale, mais s'il y a peu d'échauffement, le refroidissement par rayonnement est aussi arrêté et les gelées sont rares. Le mois de janvier 1882 offre un bon exemple de ce type de temps, beaucoup plus fréquent que le précédent (fig. 84). On y observera l'allure des isothermes dirigées N.-S. comme dans la carte moyenne.

Lorsque l'anticyclone des Açores, se déplaçant vers le Nord, reste sur l'Océan au lieu d'envahir l'Europe, on peut encore avoir des temps anormaux. De légères brises d'Ouest et Sud-Ouest parcourent l'Europe occidentale y portant des températures très douces, mais sans amener de pluies, car ce sont des vents anticyclonaux.

Printemps; giboulées. — Le partage entre les influences cyclonales et anticyclonales est très net dans les cas que nous venons d'envisager. Il n'en est pas toujours ainsi. Au printemps en particulier, la situation est souvent troublée par l'existence de basses pressions au Nord et au Sud, de hautes pressions à l'Est et à l'Ouest; d'où résulte le tracé caractéristique des isobares en forme de col. Suivant l'importance relative plus ou moins grande des dépressions et le sens de leur déplacement, on a des types différents, mais toujours instables. Le plus normal est celui qui donne à l'Europe occidentale des printemps doux et humides et qui a été bien réalisé au mois de mars 1882. La carte du 24 (fig. 85) montre que l'anticyclone de Sibérie est refoulé sur la Russie méridionale par les basses pressions atlantiques qui suivent la voie 1, tandis que le maximum des Açores s'avance en pointe sur le Golfe de Gascogne. Les vents d'Ouest et SW. parcourent librement toute l'Europe occidentale, où le ciel est nuageux et les ondées fréquentes. La température se relève rapidement dans l'Europe orientale, grâce à l'insolation favorisée par la limpidité de l'atmosphère (moyenne de Moscou supérieure de 5°,4 à la normale). Le temps est troublé et la température relativement basse en Provence et en Italie.

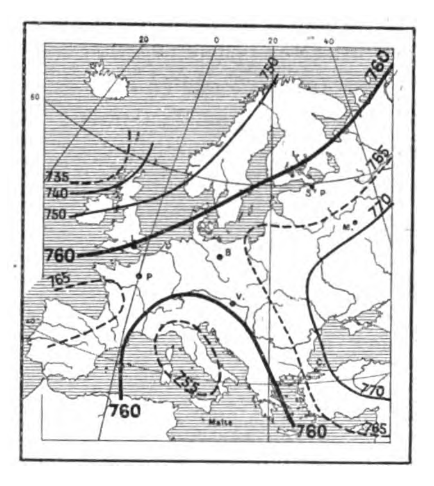


Fig. 85. — Pression atmosphérique le 24 mars 1882, d'après Teisserenc de Bort.

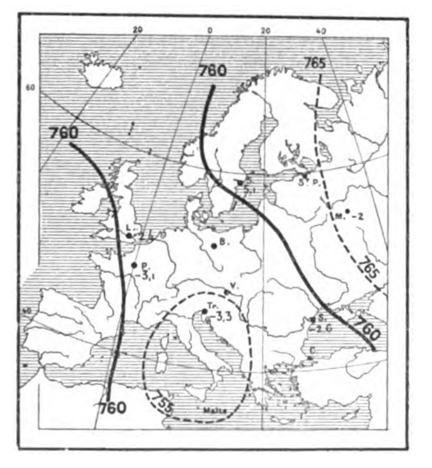


Fig. 86. — Pression atmosphérique moyenne au mois de mars 1865, d'après Teisserenc de Bort.

Ce type de temps doux et pluvieux pour l'Ouest, sec et chaud pour l'Est est fréquent; mais il n'est pas rare aussi d'observer un autre type humide et froid dont le mois de mars 1865 offre un bon exemple (fig. 86).

Les isobares moyennes suffisent à montrer les éléments caractéristiques : fortes pressions dominant à l'Est et à l'Ouest, séparées par un col allongé, devenu un véritable couloir de basses pressions. Ce couloir est parcouru du Nord au Sud par des cyclones amenant de brusques et courtes ondées, grêle ou neige, avec vents froids du NW. C'est le type de temps à *giboulées*. Les changements sont fréquents et capricieux, surtout dans la région méditerranéenne. La température moyenne du mois était inférieure à la normale de 3°,1 à Paris, de 3°,8 à Bordeaux, de 3°,3 à Trieste. Le *Mistral* en Provence, la *Bora* en Dalmatie résultent de dépressions qui se creusent sur le golfe du Lion ou l'Italie.

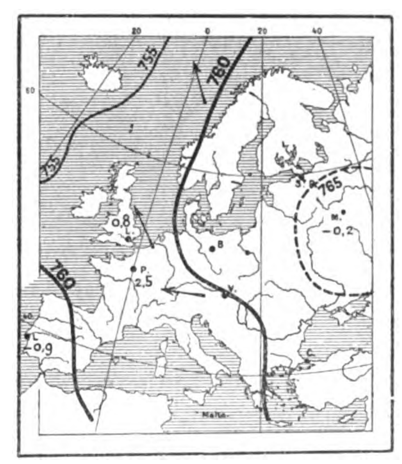
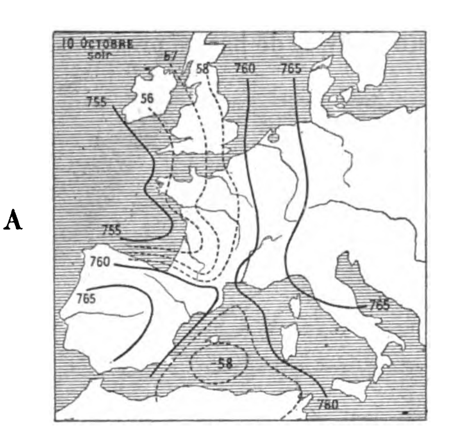


Fig. 87. — Pression atmosphérique moyenne au mois de mars 1873, d'après Teisserenc de Bort.

Quand le couloir de basses pressions se trouve plus à l'Ouest, les caractères du temps sont différents. Le mois de mars 1873 en offre un bon exemple (fig. 87). Les hautes pressions de Sibérie s'étalent jusqu'à la Scandinavie et la Saxe, où le thermomètre s'élève assez rapidement sous l'influence de l'insolation, favorisée par un ciel clair. La moyenne des températures est supérieure de 3° à la normale en Pologne et en Transylvanie. Des vents d'Est apportent l'air sec de ces régions sur l'Europe occidentale. En somme les influences anticyclonales dominent partout. Le couloir n'est pas envahi par les dépressions, qui passent au Nord vers l'Islande, fortifiant les vents du SE. qui réchauffent les îles Britanniques. Seul le monde méditerranéen est éprouvé par des dépressions locales, pouvant amener des coups de vent du Nord.

Types de temps de l'été; Autan, Grains. — Le type de temps qui vient d'être décrit est commun en été. Sa stabilité peut être troublée par l'approche d'une dépression orageuse, mais le temps se rétablit. Il n'en est pas moins curieux d'étudier ces perturbations aussi violentes que passagères. De fortes pluies, des phénomènes électriques, accompagnent ces commotions atmosphériques, qui résultent du heurt de dépressions contre le bloc résistant de l'anticyclone continental.

Comme nous l'avons indiqué, on peut voir dans ce cas la dépression se scinder en deux. Un satellite se forme sur le golfe de Gascogne et les basses pressions s'enfoncent, comme un coin, dans la masse anticyclonale. Il en résulte des vents du SE. violents, secs et chauds, suivis de pluie quand le centre de la dépression satellite a passé. C'est



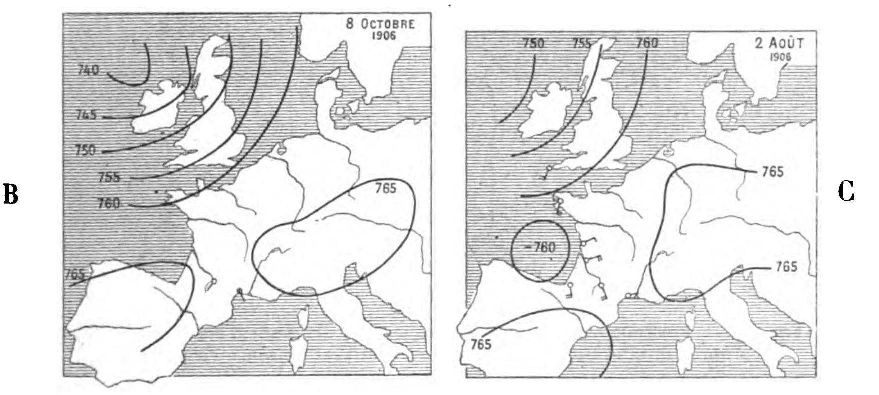


Fig. 88. — Diverses situations atmosphériques déterminant le vent d'autan.

A, inflexion des isobares; B, dépression satellite sur le golfe de Gascogne; C, migration vers l'Est d'un anticyclone satellite.

l'*autan noir* du midi français, dont la figure 88 nous offre un bon exemple. Le coup de vent sec et chaud peut s'étendre plus ou moins loin vers le Nord, suivant l'importance de la dépression principale. Parfois le choc du cyclone ne fait que briser en quelque sorte la pointe de l'anticyclone, qui s'avançait sur l'Espagne. On voit alors un anticyclone satellite se déplacer vers le Nord, portant sur son passage les fortes températures et les vents secs (fig. 88, C).

Le cas le plus curieux est celui où la lutte des influences cyclonales et anticyclonales se traduit par l'effilement en pointe vers le Sud de la dépression. Le pédoncule s'infléchit suivant le sens de la marche du cyclone. En traçant les isobares de mm. en mm., on remarque qu'elles présentent toutes une double brisure caractéristique. La ligne qui joint les angles rentrants les plus prononcés représente comme un thalweg de basses pressions, qui se déplace vers

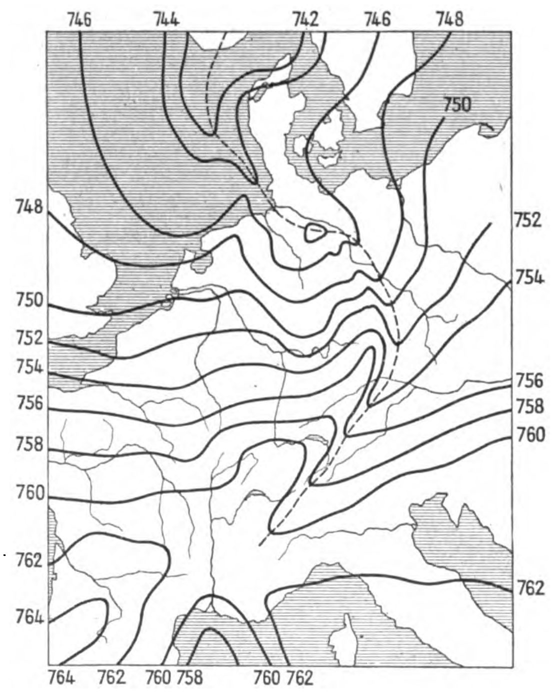


Fig. 89. — Pression atmosphérique déterminant un grain d'été (27 août 1890), d'après Durand-Gréville. La ligne de grain est marquée en pointillé.

l'Est, et dont le passage est marqué à chaque station par un grain [Durand-Gréville, 10]. Cette forme des isobares explique les particularités des orages d'été : brusque relèvement du baromètre accompagné d'un coup de vent violent et de direction contraire à la direction moyenne du jour, suivi de pluie torrentielle, avec manifestations électriques (fig. 89). Le relèvement du baromètre est amené par le passage du promontoire de hautes pressions, qui forme comme le flanc occidental de la gouttière cyclonale. Le coup de vent est dû au gradient très fort dirigé vers cette gouttière. Les manifestations électriques sont déterminées en partie par les mouvements rapides et en apparence incohérents des nuages.

Types de temps en Amérique. Cold Waves. — Le jeu des influences cyclonales et anticyclonales obéit en Amérique aux mêmes lois qu'en Europe. La voie préférée des cyclones est la région des grands lacs canadiens et du Saint Laurent, qui correspond à notre complexe des mers d'Irlande, du Nord et Baltique. Mais la grande vallée du Mississipi exerce aussi une influence notable et le déplacement N.-S. des dépressions est par suite un fait beaucoup plus commun qu'en Europe. L'anticyclone du Manitoba a une action au moins aussi importante que celle du maximum de Sibérie, mais dont les effets doivent être un peu différents étant donnée la position des États-Unis et du Canada sur son bord oriental. La complexité des types de temps est donc aussi grande qu'en Europe et les combinai-

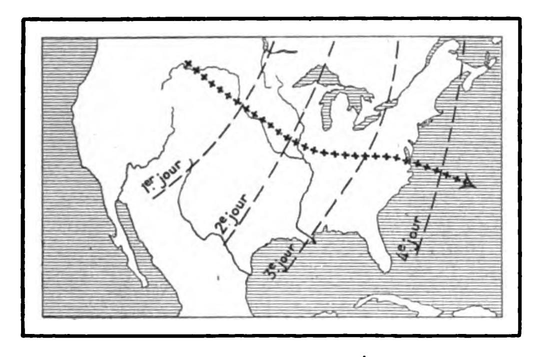


Fig. 90. — Propagation des *cold waves* aux États-Unis, d'après Moore.

sons ne peuvent être les mêmes. Nous étudierons seulement à titre d'exemple les caractères d'un type de temps anormal, assez fréquemment réalisé et dont les conséquences sont désastreuses pour l'agriculture.

On observe parfois en hiver de brusques baisses de température, qui vont jusqu'à faire tomber le thermomètre au-dessous de 0° en Floride, en pleine région de cultures et de végétation tropicales. Ces coups de froid se produisent le long d'une ligne orientée N.-S. Ils durent peu, le thermomètre remonte vite et le lendemain le coup de froid s'observe sur une ligne de stations situées plus à l'Est (fig. 91). C'est comme une vague de froid venant de l'ouest, d'où le nom de *cold wave*. La figure 91 en explique le mécanisme par un cas emprunté au mois de janvier 1886 [W. Moore, 9]. Le phénomène est dû à l'action combinée du maximum barométrique du Manitoba, s'étalant vers le SE. et d'une dépression originaire du golfe du Mexique se déplaçant rapidement vers le NE., le long de la côte atlantique. Le gradient considérable qui résulte des grands con-

trastes de pression détermine des vents violents du NW., capables d'amener avec une grande rapidité jusqu'au cœur des régions méridionales les masses d'air refroidies par rayonnement dans la zone anticyclonale. Tandis que la dépression se déplace très rapidement vers le Nord, l'anticyclone gagne vers le Sud et vers l'Est; la vague de froid s'avance avec lui, précédée par des vents violents et des tempêtes de neige. Les dommages causés par ces froids subits sont parfois considérables : on évalue à 10 millions de francs les

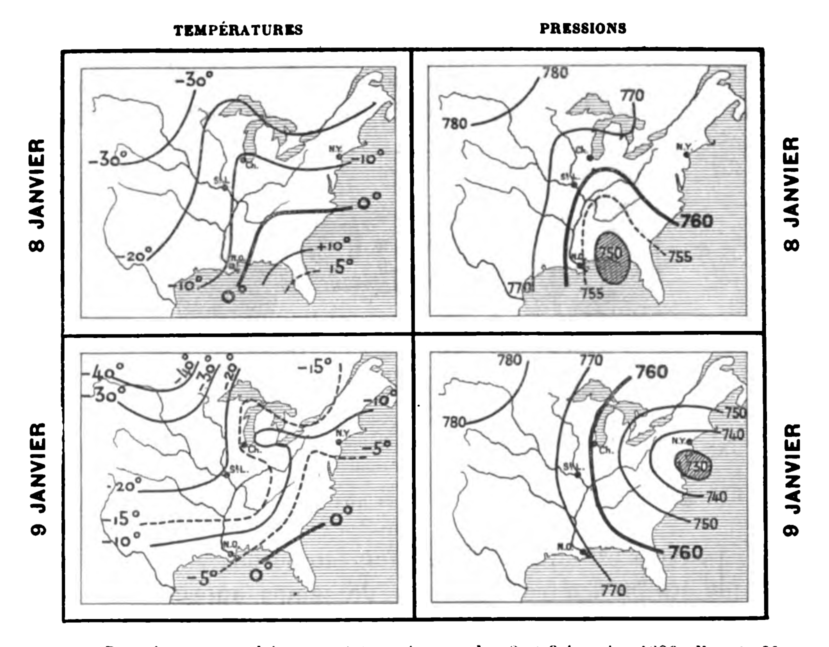


Fig. 91. — Pression atmosphérique et température les 8 et 9 janvier 1886, d'après Moore.
Remarquer le déplacement du cyclone dont le centre est marqué en grisé de la Nouvelle Orléans (N.-O.) vers New-York (N.-Y.) et la descente vers le Sud-Est de l'isotherme de 0°.

pertes infligées aux cultivateurs de la Floride par la vague de froid du 8-9 janvier 1886. Des milliers de bestiaux périssaient en même temps de froid dans les prairies du Kansas.

Nous ne connaissons rien en Europe de comparable aux *cold waves* des États-Unis, car la situation de nos côtes par rapport à l'anticyclone sibérien est toute différente. Mais l'Asie orientale a des coups de froid analogues, se produisant quand une dépression se déplace vers le NE. en suivant les côtes de Chine et du Japon, sur le flanc de l'anticyclone sibérien. La fréquence de ce phénomène est attestée par les moyennes mêmes d'hiver de Canton, qui sont relativement très basses.

Types de temps australiens : southerly burster. — On a étudié également en Australie les types de temps. Il est intéressant d'en donner un exemple, pour montrer l'application des mêmes lois à des conditions différentes d'orientation (mouvement cyclonal dévié vers la gauche dans l'hémisphère Sud, vents froids venant du Sud).

L'élément essentiel du temps en Australie, ce sont les anticyclones qui se déplacent lentement de l'Ouest à l'Est. Les vents du Nord, qui apportent un air chaud et sec sur l'Australie méridionale en sont la conséquence. On accueille avec plaisir les coups de vent du Sud (*southerly bursters*), qui viennent souvent au printemps interrompre

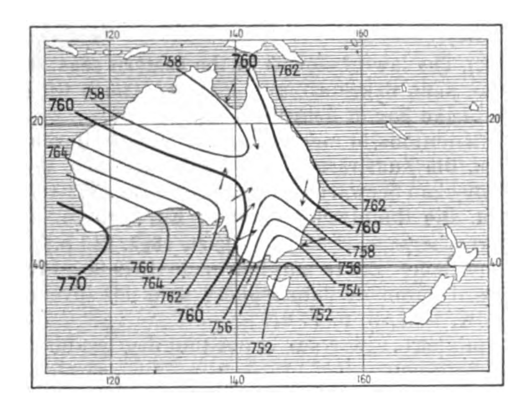


Fig. 92. — Pression atmosphérique en Australie le 16 mars 1894 (*Southerly burster*), d'après Hunt.

ce régime. La figure 92 montre d'après Hunt [14] dans quelles conditions ils se produisent. Entre l'anticyclone qui s'avance de l'Ouest et celui qui s'éloigne vers l'Est, s'est formé un couloir de basses pressions. C'est dans ce col que se produit le coup de vent, sensible particulièrement dans le V aigu dessiné par les isobares sur la Tasmanie et l'État de Victoria. Le coup de vent se déplace vers l'Est avec le V des isobares. La température fraichit, des orages se produisent, les navires jettent l'ancre dans les ports dès que le *burster* se dessine, car il éclate avec une brusquerie et une violence extraordinaires. Le mécanisme n'est pas sans analogie avec celui des grains d'orage d'été étudié en détail par Durand-Gréville dans l'Europe occidentale [14].

Utilité de l'étude des types de temps. — Les exemples que nous venons de donner suffisent à montrer l'intérêt géographique de l'étude de la situation atmosphérique à des moments convenablement choisis.

Au point de vue scientifique, on peut dire que l'étude du climat d'un pays n'est pas complète, si elle n'est pas couronnée par celle des types de temps qui y exercent le plus d'influence, montrant le jeu complexe des influences météorologiques.

Au point de vue pédagogique, il n'est pas d'étude plus propre à ouvrir l'esprit à l'intelligence réelle du climat. Il y aurait profit à introduire dans l'enseignement l'explication des cartes météorologiques quotidiennes, qui offre aux élèves l'interprétation de faits concrets encore présents à leur mémoire.

---

1. — DOBERCK (W.). The law of storms in the eastern seas. Hong Kong observatory, 1898 (résumé dans BARTHOLOMEW, *Physical Atlas*). Cf. ÉLIOT. Handbook of cyclonic storms in the bay of Bengal. Calcutta, 1890.

2. — LOOMIS. Contributions to meteorology. T. I. New Haven, 1855.

3. — VAN BEBBER. Die Zugstrassen der barometrischen Minimas nach den Bahnkarten der Deutschen Seewarte für den Zeitraum 1875-1890. *Met. Z.*, 1891.

4. — VAN BEBBER. Die Hauptwetterlagen in Europa. *An. der Hydrographie*, 1896 (cf. Die Wettervorhersage, 2e éd., Stuttgart, 1898, 219 p.).

5. — TEISSERENC DE BORT. Étude sur l'hiver de 1879-80 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux. *An. Bur. centr. Mét.* (1881), 1884, B, p. 17-61.

6. — TEISSERENC DE BORT. Étude sur la position des grands centres d'action de l'atmosphère au printemps. *Ibid.*, 1885, B, p. 31-56, 43 pl.

7. — DUNWOODY. Summary of international meteorological observations. Washington, 1893.

8. — KÖPPEN. Häufigkeit und mittlere Zugstrassen der barometrischen Minima (D. Seewarte Atlantischer Ozean, pl. 28; commentaire dans *An. der Hydrographie*, 1882, p. 336, et *Met. Z.*, 1882, p. 257).

9. — WILLIS MOORE. Storm and weatherforecasts. *Nat. G. Mag.*, Washington, VIII, 1897. Cf. Cold waves and frost in the United States. *U. S. Dep. of Agriculture, Weather Bureau. Bul. P.* Washington, 1906, 22 p., 164 pl., 328 cartes.

10. — DURAND-GRÉVILLE. Les grains et les orages. *An. Bur. centr. Met.*, 1892, I, B., p. 249-272, pl. 25-27.

11. — MARTONNE (E. DE). Note préliminaire sur le vent d'autan. *Bul. S. Languedocienne G.*, Montpellier, 1907, p. 100-114, 5 fig. et : Contribution à l'étude du vent d'autan, *ibid.*, 1909.

12. — MARTONNE (E. DE). Étude sur la crue du Jiu au mois d'août 1900. *An. Inst. Mét. de Roumanie,* 1900, Bucarest, 1903, p. B. 77-96, 21 fig.

13. — RUSSELL. Moving anticyclones in the S. hemisphere. *Quarterly J. R. Met. Soc.*, London, XIX, 1893.

14. — HUNT (A.). An essay on the southerly bursters. *Pr. R. Soc. of New South Wales*, XXVIII, 1894. Cf. DURAND-GRÉVILLE. Les grains et le Burster d'Australie. *An. Bur. centr. Mét.*, 1895, I, p. 147-193.

CHAPITRE VI

PRINCIPAUX TYPES DE CLIMATS

Utilité d'une classification des climats. — Une variété infinie de climats résulte de la combinaison des éléments météorologiques, dont nous avons étudié les lois et montré les relations complexes. Il est cependant désirable et possible de fixer un certain nombre de types, qui se retrouvent partout où prédominent les mêmes facteurs généraux.

Même si la terre était entièrement maritime ou entièrement continentale, le fait qu'elle est ronde suffirait à amener la répétition des mêmes zones climatiques dans les deux hémisphères. La division de sa surface en continents et océans est l'origine de nombreuses variétés locales de climats; mais la répétition des contrastes que présentent les côtes orientales et occidentales ramène forcément les mêmes combinaisons dans chaque masse continentale. Une véritable classification des climats est donc une interprétation de la physionomie climatologique du globe. Elle doit mettre en lumière les analogies et en faire comprendre les causes. Sa portée dépasse ainsi le cadre de la pure géographie physique. Car elle donne la clef des analogies si frappantes qu'offrent en divers points de la terre la végétation et l'état des sociétés humaines. La forêt vierge, avec ses peuples primitifs, correspond, en Afrique comme en Amérique et en Océanie, au climat équatorial; la savane, avec ses peuplades plus avancées, au climat tropical. Les déserts et les steppes se présentent avec les mêmes caractères partout où règnent les types de climats qui les déterminent. Le maquis méditerranéen se retrouve dans la colonie du Cap, en Australie, en Californie et au Chili, partout où l'on note un climat semblable à celui qui règne de Gibraltar à l'Asie Mineure.

Sans doute les distinctions établies pourront sembler parfois un peu trop systématiques; les limites entre les différents types ne peuvent



toujours être marquées avec précision. Mais une classification logique permettra justement d'expliquer les parentés des divers groupes de climats entre eux, de faire comprendre comment et pourquoi on passe de l'un à l'autre.

Principes de la classification des climats. — Le seul essai de ce genre qui paraît avoir été tenté jusqu'à présent est dû à Köppen [2]. Mais il est conçu trop systématiquement en vue d'une interprétation des formes de végétation. Les caractères physiques, en dehors de toute considération étrangère, doivent évidemment servir de base à une classification des climats. L'application à la biogéographie ne doit venir qu'ensuite.

Nous avons à tenir compte de tous les éléments du climat. Mais il en est certains auxquels nous accorderons une importance spéciale. La température est évidemment l'élément primordial. Outre la moyenne annuelle, les moyennes des mois extrêmes et leur différence, nous envisagerons comme un élément capital la durée des périodes chaudes et froides. — Nous appelons mois chaud un mois dont la moyenne atteint 20°, mois froid un mois dont la moyenne ne dépasse pas 5°. L'oscillation diurne de la température ne peut non plus être négligée, particulièrement dans les basses latitudes.

Après la température, l'humidité est l'élément le plus important. La somme annuelle des précipitations nous permet de distinguer des climats pluvieux et secs; la série des moyennes mensuelles laisse reconnaître les climats à périodes sèches. La sécheresse ne dépend pas seulement de la quantité de pluies, mais de l'évaporation, par suite, de la température. — Nous appelons pratiquement mois sec un mois où la somme des précipitations, mesurée en millimètres, est inférieure au double de la température moyenne annuelle mesurée en degrés centigrades : soit moins de 50 mm. dans les climats chauds, moins de 25 mm. dans les climats tempérés, moins de 10 mm. dans les climats froids.

La nébulosité, l'humidité de l'air et le nombre des jours de pluie doivent aussi être considérés autant que possible. Les variations de la pression atmosphérique et des vents entreront en ligne de compte à titre explicatif.

Les grands groupes. — L'application de ces principes nous permet de distinguer d'abord quatre grands groupes de climats :

Le groupe des climats chauds;

Le groupe des climats tempérés;

Le groupe des climats froids;

Le groupe des climats secs ou désertiques.

Le *groupe des climats chauds* est caractérisé par une moyenne annuelle toujours supérieure à 20°. Aucun mois ne s'abaisse d'ailleurs au-dessous de cette moyenne. La variation annuelle ne dépasse pas 5°. Par contre, la variation diurne est très forte. L'absence de saison froide est certainement pour beaucoup dans les caractères physiques et psychiques des races humaines cantonnées dans cette zone et l'inaptitude des Européens à s'y acclimater. L'exubérance de la végétation et de la vie animale semble se développer aux dépens de l'activité humaine.

C'est dans la *zone des climats tempérés* que se concentrent de plus en plus les foyers de puissance économique et de là que rayonne la civilisation. La moyenne annuelle est inférieure à 20° et plusieurs mois s'abaissent au-dessous de cette température, sans que cependant la période froide puisse dépasser 8 mois. La variation annuelle de la température est toujours très nettement marquée. Il y a donc une périodicité thermique, qui manque aux climats chauds et qui se manifeste dans la vie des plantes de façon assez évidente pour changer complètement l'aspect des contrées suivant la saison.

Par contre, les climats chauds offrent généralement une périodicité dans le régime des précipitations. Les caractères de la végétation et les conditions de la vie humaine y sont commandés par les variations de la somme annuelle des pluies et l'existence de périodes sèches plus ou moins marquées. On doit distinguer parmi les climats chauds ceux qui ne connaissent pas à proprement parler de période sèche, ce sont les *climats équatoriaux*, et ceux qui connaissent une période sèche, ce sont les *climats tropicaux* proprement dits.

Au contraire, ce sont les variations thermiques qui permettent de diviser les climats tempérés en *climats à saison froide* (4 mois à 5°) et *climats sans saison froide*. De même, dans les climats froids, nous aurons à distinguer ceux qui ont une saison tempérée (4 mois au moins au-dessus de 10°) et ceux qui n'en ont pas. La vie végétale et même la vie humaine se retirent peu à peu de ces zones, dont la dernière est presque entièrement située à l'intérieur du cercle polaire.

Jusqu'ici nos grandes divisions sont à peu près conformes aux zones thermiques de Köppen (chap. II). Mais nous nous en écartons pour mettre à part les *climats désertiques*. Dans les climats chauds et tempérés proprement dits, la somme des précipitations est partout suffisante, on ne connaît pas de saison sèche de huit mois. Il en est

autrement dans les régions désertiques, qui, dans l'ancien monde, forment une zone continue oblique par rapport aux parallèles, allant de l'Afrique tropicale à l'Asie orientale. D'un bout à l'autre de cette zone qui rompt la continuité des zones chaude et tempérée, nous retrouvons des caractères climatiques constants. Le plus frappant est la sécheresse (somme annuelle inférieure à 25 cm.; plus de 8 mois secs). La limpidité de l'air, la tendance à la formation d'anticyclones, le régime de calmes et de vents divergents s'y observent partout. Même au point de vue thermique, il y a des caractères communs. Partout l'oscillation annuelle est très prononcée, même dans les parties les moins élevées en latitude. Toutefois on doit distinguer les climats désertiques chauds, en liaison avec les climats tropicaux ou les climats tempérés sans saison froide, et les climats désertiques froids en liaison avec les climats tempérés et froids.

En résumé, nous avons huit groupes :

Climats chauds sans période sèche ou *climats équatoriaux*,

Climats chauds à période sèche ou *climats tropicaux*,

Climats tempérés sans saison froide ou *climats subtropicaux*,

Climats tempérés à saison froide,

Climats désertiques chauds,

Climats désertiques froids,

Climats froids à saison tempérée,

Climats froids sans saison tempérée ou *climats polaires*.

Dans chaque groupe, il y aura presque toujours à distinguer une variété continentale à oscillations thermiques plus fortes et une variété océanique. En outre les moussons viennent introduire des perturbations dans le régime régulier des climats chauds, commandé presque exclusivement par l'influence des facteurs cosmiques; ces perturbations se font même sentir dans la zone tempérée en sorte qu'on peut faire une place à part aux *climats de moussons*. L'influence du relief du sol détermine des variétés de climats particuliers; nous étudierons seulement ici celles qui s'observent dans la zone chaude, réservant pour un chapitre spécial l'étude du climat alpin.

La caractéristique forcément très brève des principaux types, qu'on trouvera dans les pages suivantes, est complétée par le tableau des températures et du régime des pluies donné en appendice p. 230-233 et par notre carte hors-texte des climats. On a cherché à trouver pour chaque type un nom local rappelant une contrée prise comme exemple.

Climats équatoriaux. — Ce sont les climats où la chaleur et l'humidité sont le plus constantes. La moyenne thermométrique est

supérieure à 25° et l'amplitude ne dépasse pas 5°. La somme annuelle des précipitations atteint au moins 150 cm., l'humidité relative moyenne est supérieure à 80. Aussi l'atmosphère est-elle dans un état constant d'instabilité pluviométrique. Les orages sont fréquents. La nébulosité moyenne est supérieure à 5 et 6. Ce serait s'exposer à une grave déception que d'aller chercher le ciel bleu sous l'équateur. Il n'y a pas à prop ment parler de période sèche, mais souvent un ou deux m ıma de pluviosité, correspondant aux passages du soleil au ıith, qui déterminent une recrudescence du mouvement ascendant de l'air. La pression atmosphérique varie très peu et est constamment inférieure à 750 mm. C'est la zone des calmes équatoriaux, qui n'est pas atteinte par le renversement des alizés.

Nulle part ces caractères ne sont plus marqués que dans la variété océanique. L'oscillation thermique annuelle est inférieure à 1°, la moyenne annuelle supérieure à 26°. La somme des précipitations dépasse 2000 mm.; pas un mois où il tombe moins de 100 mm. Une atmosphère de serre chaude baigne le sol. La végétation ne connaît pas de période de repos déterminée et déploie toute l'année la même exubérance folle. L'homme est naturellement indolent et paresseux. Ce climat règne dans les îles équatoriales de l'océan Pacifique et de l'océan Indien, entre 15° Nord et 10° Sud. La station de Jaluit dans les îles Marshall en offre un excellent exemple. On peut donner à ce type de climat le nom d'*Océanien*.

La variété continentale du climat équatorial en diffère par une oscillation thermique légèrement plus forte, mais qui reste cependant encore inférieure à 3°, par une moyenne annuelle un peu moins élevée, mais encore supérieure à 25°, enfin par une somme de pluies généralement moins grande et répartie moins également dans l'année. Suivant les conditions du relief, on peut voir l'un des deux maxima renforcé, parfois s'esquisse une ébauche de saison sèche. Sur les plateaux de l'Afrique orientale cette tendance est particulièrement marquée, et sa coïncidence avec une oscillation thermique plus prononcée pourrait permettre d'y distinguer un sous-type continental extrême (climat *Nyanzien*).

La forêt vierge couvre les régions où règne le climat équatorial normal. L'homme n'y tient généralement qu'une place bien restreinte et y est parfois représenté par des races inférieures, de taille réduite (pygmées du bassin du Congo). C'est dans le bassin de l'Amazone que ce climat a la plus grande extension, aussi l'appelons-nous climat *Amazonien*. Il s'étend jusqu'au pied des Andes, et

règne d'autre part sur les côtes de Guyane. En Afrique, il n'occupe qu'une frange étroite sur la côte Nord du golfe de Guinée et ne s'étale que dans la partie moyenne du bassin du Congo, jusqu'au Plateau des Lacs du Haut Nil. Le régime tropical à affinités désertiques lui succède à l'Est du Victoria Nyanza. La transition est marquée par l'augmentation des oscillations diurne et annuelle du thermomètre, la diminution de la somme annuelle des pluies et l'apparition de périodes sèches, qui donnent un caractère particulier au climat du plateau lacustre (Mengo). Nous retrouvons le climat équatorial normal dans les îles de la Sonde et la Nouvelle-Guinée.

Climats tropicaux. — La variété des climats tropicaux est plus grande que celle des climats équatoriaux. Par une transition graduelle, le régime équatorial des pluies, déterminé par les influences cosmiques, se transforme en un régime à saison sèche de plus en plus accentuée. La variation annuelle du baromètre augmente graduellement de l'Équateur aux tropiques. Le renversement des alizés devient de plus en plus net. Le rapprochement des deux passages du soleil au zénith qui déterminent la marée atmosphérique annuelle (v. chap. III) amène la fusion des deux périodes de pluie et le développement d'une longue période sèche. D'autres influences tendent à diviser nettement l'année en une saison sèche et une saison pluvieuse, ce sont celles de la mousson, qui règnent autour des continents tropicaux.

Ces contrastes ne se font guère sentir, il est vrai, que dans les variétés continentales. La variété océanique du climat Tropical diffère même assez peu du climat Océanien. Une moyenne annuelle plus basse, mais encore supérieure à 20°, une variation thermique légèrement plus accentuée, mais encore inférieure à 5°, une somme annuelle de pluies moins considérable, un régime sans période sèche, mais avec un maximum bien prononcé, tels sont les traits essentiels du climat que nous observons à Hawaï et dans toutes les îles de l'océan Pacifique situées aux mêmes latitudes (climat *Polynésien*). La station de Honolulu les met en lumière.

Nous avons au contraire à distinguer au moins 5 types différents de variétés continentales. Les seules influences cosmiques déterminent deux types, suivant qu'on a deux maxima de pluie ou un seul. Dans le premier cas, il y a en théorie deux périodes sèches; en pratique, la plus grande est seule nettement marquée, mais elle est moins longue et par suite moins sensible à la végétation que dans le second cas, où une seule grande période sèche s'étend sur 4

à 7 mois. Des formes de végétation différentes correspondent à ces climats différents, pour lesquels nous proposons les noms de *Soudanien* et *Sénégalien :* d'un côté, la savane coupée de bouquets d'arbres et de forêts vierges le long des cours d'eau; de l'autre, la steppe avec brousse épineuse annonçant l'approche du désert. Partout où s'observe le climat Sénégalien, le désert est proche. Nulle part l'extension de ces deux types n'est mieux marquée qu'en Afrique. La zone du climat Soudanien enveloppe celle du climat Amazonien, en faisant un crochet autour de la région des sources du Nil. Ce crochet caractéristique est répété par toutes les limites d'espèces végétales et animales qui nous sont connues. Cette disposition explique les affinités floristiques de part et d'autre de l'Équateur et l'émigration lointaine de peuplades dans le sens N.-S. (Bantou, Wahuma, etc.), fait relativement rare dans l'ethnographie africaine. La zone du climat Sénégalien forme une frange bordière le long de la lisière méridionale du Sahara. Tous les voyageurs (Nachtigal, Foureau) y ont noté la transition graduelle au désert. Elle s'étale largement sur les plateaux crevassés de l'Afrique orientale.

On retrouve ces types de climats non seulement dans l'Afrique méridionale (lisière du Kalahari), mais sur le plateau du Brésil (Matto Grosso) et en Australie sur la bordure du désert intérieur. Partout, on constate une moyenne thermique inférieure à 25°, une amplitude supérieure à 5°, une somme annuelle de pluies inférieure à 1500 mm., avec une période sèche atteignant respectivement 4 et 6 mois pour les climats Soudanien et Sénégalien. Nous donnons comme type du climat Soudanien : Port-au-Prince (Haïti), Bismarckburg (Togo) et la station Congo; comme type du climat Sénégalien : Vera Cruz (Mexique), Bathurst (Gambie), Gorée (Sénégal) et Loanda.

Climats de moussons. — L'extension des types normaux de climats tropicaux est singulièrement réduite par l'influence du régime des moussons, qui se fait sentir sur tout le pourtour de l'océan Indien. Partout où cette influence règne, l'année est nettement divisée en une saison sèche, souvent très longue même dans les contrées subéquatoriales, et une saison de pluies torrentielles. La sécheresse est augmentée par le caractère continental et anticyclonal des vents, qui soufflent pendant la première partie de l'année; l'abondance des pluies est au contraire accrue par le passage des vents de la mer sur la terre et leur heurt contre les hauts reliefs, qui bordent presque de tous côtés les rivages de l'océan Indien. Aussi la moyenne annuelle

des précipitations est-elle presque toujours supérieure à 1 000 mm. La transition entre les deux saisons est marquée par de violentes perturbations atmosphériques : orages, trombes, typhons.

On imagine aisément l'influence d'un climat à contrastes saisonnaux aussi marqués sur toutes les manifestations de la vie. On en retrouve partout l'empreinte dans les formes de végétation. Dans l'Inde, la vie de millions d'individus est réglée par la marche des saisons et dépend des caprices du climat. Un retard de la période des pluies, une prolongation intempestive des précipitations torrentielles ruine les récoltes, amène la famine.

Dans les contrées voisines de l'équateur, l'inégale distribution des précipitations dans l'année est le seul contraste que présente le climat de moussons; mais, lorsqu'on approche des tropiques, la variation thermique annuelle s'accentue, et cela d'autant plus qu'on s'éloigne de la mer. La variation diurne devient très forte pendant la saison sèche; on a noté dans le Nord de l'Inde des minima absolus atteignant ou dépassant même 0°. On distinguera donc un climat de moussons subéquatorial et un climat de moussons tropical.

Le premier règne dans le Dekkan et sur les côtes du golfe du Bengale (types : Bombay, Rangoun). La période sèche y est très marquée, même au pied de l'Himalaya et sur le bord des Ghâtes orientales, où la somme annuelle des pluies atteint localement 5 et même 10 m. Mais la variation thermique ne dépasse guère 10°. Ce climat, qu'on peut appeler *Bengalien*, se retrouve dans le Nord de l'Australie (Cooktown).

Le climat de moussons tropical ou continental règne dans la vallée du Gange et les provinces centrales de l'Inde; c'est le climat *Hindou* proprement dit. L'amplitude thermique est plus forte, tant à cause de la latitude que de la situation continentale.

La quantité de pluie annuelle diminue progressivement vers l'Ouest et, bien que l'absence de précipitations soit moins complète pendant la période sèche, le climat prend une teinte de plus en plus subdésertique. Dans la vallée de l'Indus et le Pendjab, la transformation est radicale, on a affaire à un climat très sec; un véritable *erg* saharien s'étend le long de l'Indus, qui arrive à la mer très appauvri, et des irrigations seules ont permis le développement agricole du Haut Pendjab (types : Lahore, Jacobabad). C'est un climat analogue qui se retrouve sur la côte de l'Arabie et des Somalis. Le climat *Hindou* s'étend sur tout le Haut Laos et la Chine méridionale (Canton), où il devient progressivement plus froid et plus également pluvieux (passage au climat *Chinois* C^1).

L'influence du relief du sol et de l'orientation des côtes modifie les caractères du climat de moussons dans presque toute l'Indo-Chine, en déplaçant la période pluvieuse, suivant un mécanisme déjà expliqué (chap. IV). Dans l'Annam, c'est la mousson d'hiver, se heurtant contre les chaînes côtières après la traversée de la mer de Chine, qui détermine la période des pluies (Hué). L'influence de ce régime est encore sensible en Cochinchine (Saïgon) et dans le Bas Tonkin (Hanoï). Dans le Siam, où la mousson d'hiver est encore humide, la mousson d'été ne perd pas toute influence sur les précipitations. Aussi a-t-on deux périodes de pluie (type : Bangkok). Le climat *Annamite* se retrouve pour les mêmes raisons sur la côte orientale du Dekkan (Madras). Le climat *Siamois* règne sur la côte orientale de Ceylan, où la latitude et la situation océanique diminuent assez la variation thermique pour qu'on se rapproche du climat équatorial Amazonien à deux périodes de pluie (Colombo).

Dans ces variétés aberrantes des climats de moussons, où la période sèche est toujours plus on moins atrophiée, le régime atmosphérique n'a pas la stabilité ordinaire des climats tropicaux. Les typhons et les cyclones naissent surtout dans ces régions troublées. Ces conditions anormales pour la latitude rapprochent, au point de vue de la marche du baromètre, ces pays des régions tempérées.

Climats tempérés sans saison froide ou climats subtropicaux. — La variété des climats tropicaux est peu de chose encore comparée à celle des climats tempérés. Le jeu des influences qui agissent sur les divers éléments météorologiques devient singulièrement plus complexe. Les facteurs géographiques, répartition des terres et des mers, relief du sol, exposition, prennent une importance de plus en plus grande. Les perturbations atmosphériques sont fréquentes et profondes. La variation annuelle du baromètre et son oscillation moyenne mensuelle augmentent en général avec la latitude.

Ces caractères commencent déjà à se dessiner dans la zone des climats tempérés sans saison froide, ou climats subtropicaux. Nous y trouvons partout une moyenne annuelle inférieure à 20°. Mais le nombre de mois où la moyenne s'abaisse au-dessous de 10° ne dépasse jamais 4. La variété la plus connue de ce groupe de climats est celle du climat *Méditerranéen* qui doit son originalité à l'existence d'une période sèche d'été. Mais la période sèche peut aussi faire défaut, comme dans la Chine méridionale (climat *Chinois*). Dans les montagnes de la zone tropicale, on voit s'associer à un régime thermique tempéré un régime de pluies tropicales (climat *Colombien* et

Mexicain). Ainsi nous devons distinguer au moins trois sous-groupes.

Le climat *Chinois* (Shanghaï) ne connaît pas en général de saison sèche. C'est à peine si l'on remarque une légère baisse de précipitations en hiver. Le maximum est en été ou au printemps. Ce seul fait suffirait à indiquer que les influences de moussons sont un facteur essentiel du régime. C'est en effet la mousson d'été qui apporte les fortes pluies arrosant la Chine méridionale. Mais les cyclones qui se forment en hiver sur les flancs du maximum barométrique sibérien et se déplacent vers le NE. suffisent pour amener encore des précipitations notables. La coïncidence d'un régime thermique sans saison froide avec des pluies constantes donne à la végétation arborescente cette beauté particulière qui frappe tous les visiteurs de la Chine méridionale. En avançant vers le Nord ou vers l'Ouest, on voit la variation thermique s'accentuer de plus en plus, les mois d'hiver se multiplier et la saison sèche se dessiner de plus en plus nettement. On passe ainsi graduellement au climat Mandchourien. Shanghaï, seule station que nous puissions donner comme exemple en Chine, représente déjà un type assez extrême. Les basses températures d'hiver (janvier 2°7) sont dues à l'influence de l'anticyclone sibérien. Canton marque la transition au climat de moussons tropical. C'est dans les îles (Formose, Liou Tchéou) qu'il faudrait aller pour trouver ce climat exempt d'influences continentales (Nafa). De brusques coups de froid sont souvent amenés par des vents continentaux du NW., déterminés, comme les *cold waves* des États-Unis, par des cyclones se déplaçant vers le NE.

Le climat Chinois se retrouve aux États-Unis dans les États riverains du golfe du Mexique et ceux du littoral atlantique méridional (Nouvelle-Orléans, Charleston). Les influences de moussons s'y font sentir surtout dans les États sudatlantiques, l'anticyclone du Manitoba jouant le même rôle que le maximum barométrique de Sibérie. Mais des cyclones parcourent fréquemment en hiver la vallée du Mississipi, ou longent le littoral atlantique. Les coups de froid qu'ils amènent (*cold waves*) ont été expliqués précédemment (cf. chap. v). Les minima moyens atteignent —4°9 à la Nouvelle-Orléans, —4° à Charleston.

C'est encore au type chinois qu'il convient de rattacher le climat des bassins moyens du Parana et du Paraguay dans l'Amérique du Sud. Nous y retrouvons comme dans le SE. des États-Unis la même richesse de végétation, la même vie facile, les mêmes commodités d'acclimatation et de colonisation pour les races blanches originaires des pays de climat méditerranéen. La transition est graduelle, d'un

côté au climat tropical (Floride Nord, Brésil Sud), de l'autre à des climats continentaux plus extrêmes avec périodes sèches (climat des *Great Plains* et du Texas aux États-Unis, climat des Pampas dans la République Argentine). Le même rapport existe encore en Australie entre la zone subdésertique et la zone de climat tempéré sans périodes sèches, qui longe le pied des Alpes australiennes (Brisbane, Sydney). Dans l'Afrique méridionale, c'est au type chinois qu'il faut rattacher le curieux climat du Natal, qui frappe par sa chaleur et son humidité constante, contrastant avec les inégalités des climats voisins et la sécheresse du Cap.

Le climat méditerranéen règne sur à peu près toute l'étendue du bassin de la Méditerranée. Son régime thermique le rapproche des climats tropicaux, dont il exagère les variations. Mais il s'en sépare par son régime de précipitations, puisque les pluies, au lieu d'être estivales, tombent pendant la saison froide. Ces pluies sont dues à des cyclones se propageant vers l'Est suivant une trajectoire dont nous avons précédemment montré l'importance. La zone méditerranéenne, annexe de la zone tropicale désertique en été, se rattache donc en hiver à la zone tempérée océanique, où dominent les vents d'Ouest, et où les perturbations atmosphériques d'origine atlantique règlent les caractères du temps. On comprend que, dans de pareilles conditions, on observe une transition graduelle du climat méditerranéen au climat désertique d'une part, au climat tempéré froid de l'autre.

Sur les côtes de l'océan Atlantique et dans toute la partie Nord du bassin occidental de la Méditerranée, l'amplitude thermique est atténuée, la période pluvieuse est précoce et abondante. Le mois le plus pluvieux est souvent octobre (Provence, Italie centrale). Cette variété à influences océaniques peut être appelée climat *Portugais* (type : Lisbonne), bien que ce soit dans l'archipel des Açores qu'on trouve le type le plus nettement océanique. La variété normale ou climat *Hellène* manifeste une accentuation de plus en plus forte de l'oscillation thermique, un retard de la période des pluies et une réduction de plus en plus grande de la somme annuelle, au fur et à mesure qu'on avance vers l'Est. La faible nébulosité et la luminosité, caractéristiques du climat méditerranéen, sont aussi de plus en plus marquées. Tunis, Palerme, Athènes, Smyrne et Jérusalem mettent en lumière cette progression, qui conduit insensiblement à un climat subdésertique, nettement réalisé dans la Syrie continentale et l'Iran (climat *Syriaque*, types : Mossoul, Téhéran).

L'instabilité de l'atmosphère est remarquable dans la zone méditerranéenne, particulièrement dans la saison pluvieuse et spécialement dans la zone de transition, où se font sentir les influences océaniques. Les dépressions barométriques qui parcourent le bassin occidental de la Méditerranée donnent lieu à des vents locaux qui contribuent à rendre plus sensibles les contrastes thermiques. Le *Leveche* en Espagne, le *Sirocco* en Tunisie, Algérie et Sicile, vents chauds et secs, le *Mistral* en Provence, la *Bora* sur la côte dalmate, vents froids et violents, donnent une teinte spéciale aux climats des pays sur lesquels ils soufflent.

L'influence du relief du sol augmente encore les contrastes locaux. Les chaînes montagneuses côtières forment un écran, qui arrête les précipitations, au détriment des plaines et des plateaux situés en arrière. Aussi le régime subdésertique apparaît-il déjà dans l'Asie Mineure intérieure. Les hauts plateaux de l'Atlas ont eux-mêmes un régime extrême, aggravé par l'irrégularité des précipitations, dont le régime n'est pas nettement caractérisé (Djelfa). C'est à des raisons analogues qu'il faut attribuer la faible extension du climat méditerranéen en Amérique.

Les mêmes conditions atmosphériques qui donnent au climat de l'Europe méridionale son cachet particulier se retrouvent en effet réalisées sur les côtes de la Californie et du Chili. Cependant le climat méditerranéen ne s'y observe que sur une frange littorale étroite. La Sierra Nevada de Californie arrête les vents pluvieux, et sur les plateaux du Grand Bassin règne déjà le climat désertique du type *Aralien*. Le contraste est d'autant plus grand, que la variété représentée sur la côte californienne est justement la variété océanique du climat méditerranéen. L'oscillation thermique est atténuée et ralentie; les automnes sont exceptionnellement chauds et conviennent aux cultures fruitières (Sacramento). Sur la côte même, à San Francisco, la moyenne d'octobre est plus élevée que celle de juillet.

La Cordillère des Andes joue un rôle analogue à celui de la Sierra Nevada. Le climat de la bande côtière du Chili est aussi très océanique au point de vue de l'oscillation thermique, les températures d'été sont relativement basses. L'influence d'un courant froid côtier doit entrer en ligne de compte, comme pour San Francisco.

Dans l'Afrique du Sud, des montagnes élevées formant le rebord de hauts plateaux servent d'écran aux vents marins et le Sud de la Colonie du Cap jouit seul du véritable climat méditerranéen. Les steppes du Karroo ont un climat analogue au climat syriaque. Vers

le Natal, des influences de moussons se font sentir, la période des pluies est reportée en été, l'hiver bénéficiant encore de pluies cyclonales (climat Chinois). Dans l'Australie méridionale, nous retrouvons le climat méditerranéen, passant graduellement vers le Nord et l'Ouest au climat désertique, vers l'Est au climat Chinois (Sydney).

Climats d'altitude subtropicaux. — Les types les plus curieux de climats subtropicaux sont ceux qu'on observe dans les montagnes des régions voisines de l'équateur. Dans les Andes de la Colombie et de l'Équateur, le régime des pluies est nettement équatorial. Pas de saison sèche, mais deux maximas déterminés par les deux passages du Soleil au zénith. L'altitude abaisse la moyenne thermométrique au-dessous de 20°, mais la température reste aussi constante que dans le climat océanien. Ces caractères originaux résultent de l'action combinée des facteurs cosmiques (latitude) et des facteurs géographiques (altitude). La station de Bogota les met en lumière. On retrouve le même climat sur les pentes des hauts volcans de l'Afrique orientale (Fort Smith).

Au voisinage des tropiques, les plateaux élevés jouissent d'un climat analogue, différant seulement par une amplitude thermique un peu plus forte et un régime de pluies de type tropical avec période sèche plus ou moins marquée et maximum unique. Le Plateau central du Mexique offre un excellent exemple de ce climat que nous appellerons *Mexicain* (type : Mexico). Mais on le retrouve dans l'Amérique du Sud sur les plateaux de Bolivie (Cochabamba). Ce sont encore les mêmes conditions qui règnent dans l'Abyssinie et sur les plateaux du Transvaal (Prétoria).

Le climat Mexicain est favorable à la colonisation. Sa douceur paraît avoir de tout temps attiré les hommes, et il est remarquable que, presque partout où il règne, on trouve les traces de civilisations antiques, témoignant d'une culture très avancée.

Climats tempérés à saison froide. — Au delà du 45° parallèle, il n'est plus de pays exempts d'hiver. Mais tant que la saison froide ne dépasse pas quatre mois, et que la moyenne annuelle reste voisine de 10°, on est encore dans la zone tempérée. La zone des climats tempérés à saison froide est loin d'avoir l'extension géographique que semblerait lui assurer le grand développement des continents dans les latitudes moyennes, particulièrement dans l'hémisphère Nord, ni l'étendue que laisse supposer le chiffre élevé de

sa population. De hautes chaînes de montagnes et des déserts très étendus lui disputent le continent asiatique. C'est en Europe qu'elle est le mieux développée et qu'on peut le mieux y distinguer les types variés de climats dûs aux facteurs géographiques.

Nulle part la différence entre les climats océaniques et continentaux n'est plus marquée. Elle se manifeste, non seulement dans le régime thermique, mais même dans le régime des précipitations. L'amplitude, qui dépasse rarement 10° dans les climats océaniques, atteint 30° dans les climats continentaux. Les premiers ont généralement une moyenne annuelle plus basse à égale latitude, des étés beaucoup moins chauds, des hivers très doux. Les précipitations sont abondantes, sans saisons sèches, mais avec un maximum d'hiver, dù à l'influence des cyclones d'origine atlantique, qui assaillent plus fréquemment les côtes d'Europe pendant la saison froide. Dans les climats continentaux le maximum des précipitations est au contraire en été.

Une transition graduelle conduit du climat océanique au climat continental. Le premier ne s'étend guère en réalité au delà d'une frange étroite du littoral atlantique, comprenant la Galice, la côte des Landes de Gascogne, la Bretagne et le Cotentin, l'Angleterre occidentale et la plus grande partie de l'Irlande. Un climat de transition règne sur toute l'Europe occidentale, jusqu'au méridien de Hambourg. C'est ce que nous appelons le climat *Parisien*. La moyenne annuelle y est plus élevée que dans le climat océanique ou *Breton*, l'hiver moins rigoureux que dans le climat continental ou *Polonais*. La station de Brest met en lumière les caractères du climat Breton; celles de Paris, Toulouse, Karlsruhe montrent les variétés du climat de transition Parisien.

Le climat continental, auquel appartiennent déjà le Brandebourg et la Bohême, devient de plus en plus rigoureux au fur et à mesure qu'on avance vers l'E. (Prague, Cracovie, Kiew). En même temps, la somme annuelle des précipitations diminue et l'automne prend de plus en plus le caractère d'une saison sèche. Dans la Russie méridionale, il tombe en moyenne moins de 500 mm., dont 65 p. 100 pendant les mois d'été. La forêt cède la place à des prairies steppiques (climat *Ukrainien*). Plus à l'Est, on tombe dans la zone du climat désertique aralien. Nous assistons ainsi, dans la zone tempérée à saison froide, comme dans la zone méditerranéenne, à une transition graduelle de l'Ouest à l'Est vers les climats désertiques, qui règnent au centre de la masse continentale eurasiatique.

En Amérique, le passage est singulièrement plus brusque. Le climat océanique est limité à une frange littorale au pied des Montagnes Rocheuses de la Colombie Britannique, dont le haut relief augmente singulièrement les précipitations (comparer Astoria avec Brest), mais au détriment des plateaux situés en arrière, où règne le climat aralien. De même, dans l'Amérique du Sud, la côte méridionale du Chili jouit d'un climat extrêmement tempéré et pluvieux, mais à l'Est règne dans la Cordillère une sécheresse extraordinaire.

En somme c'est le climat continental qui est le type normal de la zone tempérée à saison froide; c'est lui qui a la plus grande extension géographique. Non seulement il apparaît en Europe, lié par une transition graduelle au climat océanique, qui caractérise les côtes occidentales des continents, mais il règne sur les côtes orientales. En Asie nous le trouvons dans le bassin moyen et inférieur de l'Amour, mais de hautes montagnes l'empêchent de s'étendre à l'Ouest, et il confine au climat désertique du Gobi, tandis qu'au Sud, l'influence de la mousson lui imprime un caractère à part en Mandchourie et dans le nord de la Chine. Là nous avons le seul exemple d'un climat tempéré à saison froide ayant une période sèche d'hiver nettement marquée. Le renversement des vents est un fait frappant à Pékin. En hiver les vents continentaux du NW., extrêmement secs et froids, originaires du maximum de Sibérie, soulèvent des tempêtes de neige ou de poussière. En été les vents océaniques du SE. et de l'Est apportent les pluies. Ce climat original est ce que nous appelons le climat *Mandchourien* (types : Pékin, Moukden). L'augmentation des précipitations et l'élévation de la température vers le Sud le font passer au climat Chinois.

Malgré son caractère insulaire, le Japon central se rattache au climat Mandchourien. Toutefois les oscillations thermiques y sont moins fortes que dans le nord de la Chine (Tokio). La côte occidentale présente même une particularité curieuse : c'est la mousson d'hiver qui y apporte la pluie, après avoir traversé la mer (Kanazawa).

En Amérique, l'extension du climat continental n'est pas limitée par les mêmes raisons que dans l'ancien monde. Il règne sur une large zone, depuis l'Atlantique jusqu'aux sources du Mississipi. Les variations thermiques augmentent de plus en plus, au fur et à mesure qu'on s'approche du centre de l'anticyclone du Manitoba; la somme des précipitations annuelles et surtout le nombre des jours de pluie diminuent. Au pied des Montagnes Rocheuses nous retrou-

vons le climat de la Russie méridionale, qui se rapproche du climat désertique des plateaux de l'Ouest (Omaha, Denver).

D'autre part à l'Ouest des Alleghanys et dans le bassin moyen du Mississipi, règne une variété qui se rapproche des climats subtropicaux : la moyenne annuelle est plus élevée, les précipitations sont abondantes, mais leur maximum est au printemps, en sorte qu'une tendance à la sécheresse, plus ou moins marquée suivant les années, se manifeste en automne. Ce climat, particulièrement favorable à la culture du maïs, se retrouve en Europe dans les plaines du bassin moyen et inférieur du Danube (plaine Hongroise, Roumanie); d'où le nom de *climat Danubien* qui est souvent employé pour le désigner. Il passe d'un côté au climat méditerranéen, de l'autre au climat ukrainien, qui s'étend jusqu'à la Dobrogea et la Valachie orientale.

Dans l'hémisphère Sud, le groupe des climats tempérés à saison froide ne peut, vu la faible extension des continents, être guère représenté que par la variété océanique. Ses caractères (forte pluviosité, pressions basses et instables, oscillations thermiques très faibles) sont très marqués sur la côte du Chili et dans la Nouvelle-Zélande, où ils favorisent à la fois l'extension des glaciers et le développement de la végétation arborescente. L'écran des Andes, arrêtant les précipitations venues du Pacifique, amène la juxtaposition du climat océanique avec un climat relativement sec et continental, qui règne dans le Sud de la République Argentine (San Luis), en passant vers le Nord au climat tropical sec. En Australie, on pourrait noter une transition semblable sur le versant Ouest de la chaîne côtière orientale.

Climats désertiques chauds. — Nous avons vu que tous les groupes de climats étudiés jusqu'à présent présentent des variétés se rapprochant des climats désertiques. La zone désertique s'étend en effet à la fois sur la zone chaude et sur la zone tempérée de Köppen, offrant partout les caractères suivants : somme annuelle des précipitations inférieure à 25 cm., régime de pluies indéterminé et inconstant, variations thermiques annuelles très fortes. Dans la zone chaude, ces caractères frappent davantage, par leur contraste avec ceux des variétés normales de climats. Aussi les déserts chauds sont-ils les plus connus et le Sahara en est-il l'exemple classique. En réalité, le climat saharien représente seulement la variété continentale des climats désertiques chauds, et il y a lieu de distinguer, à côté de ce type normal, un type océanique, dont l'extension est

moins grande, mais dont les caractères très particuliers se retrouvent en plus d'un point du globe.

On l'a observé particulièrement sur la côte occidentale de l'Afrique du Sud. La variation thermique y est très faible, la moyenne annuelle exceptionnellement basse. A Port Nolloth, par 29° de latitude, elle tombe au-dessous de 14°. Le mois le plus chaud dépasse à peine 15°. Malgré l'insuffisance des précipitations, l'atmosphère est loin d'être pure, de fréquents brouillards voilent le sol. On attribue à l'influence du courant froid, qui longe la côte, ces caractères particuliers. Il est remarquable, que, partout où l'on retrouve le même climat, sur la côte occidentale du Sahara, du Pérou et du Chili septentrional, existe également un courant froid longeant la côte (Lima). Il n'est pas de climat plus ingrat que ce climat, que nous proposons d'appeler *Péruvien*. Rarement la nature se montre plus inhospitalière à l'homme que dans les solitudes du désert d'Atacama, ou sur la côte du Damara.

Le climat *Saharien* est moins répulsif. Plus froid en hiver, il est beaucoup plus chaud en été. Partout où l'irrigation peut être pratiquée, le sol donne naissance à la végétation la plus exubérante, et l'homme trouve une terre bénie; les oasis du Sahara ont été depuis les temps les plus reculés recherchées par l'homme. La valeur de l'oscillation thermique annuelle augmente en général vers le Nord et l'Est. L'oscillation diurne est partout supérieure à 15°. Le gel n'est pas rare dans le Sahara Algérien. Au Caire même on note des températures de 2°, alors que le maximum absolu atteint 42°. L'humidité moyenne est à peu près partout inférieure à 50 °/₀, elle peut s'abaisser jusqu'à 20 °/₀.

Le climat désertique saharien règne non seulement sur tout le Sahara, mais s'étend sur la plus grande partie de l'Arabie. Nous le retrouvons dans l'Afrique du Sud (Kalahari), l'Australie et la Californie (Yuma).

Climats désertiques froids. — En dehors de la zone chaude, les déserts sont en général limités à l'intérieur des grandes masses continentales de l'hémisphère Nord. Leur coïncidence avec des dépressions fermées, privées d'écoulement vers la mer, hauts plateaux d'Asie et d'Amérique ou cuvettes dont le fond est au-dessous du niveau des océans, comme la dépression Aralocaspienne, prouve que le relief du sol est réellement un facteur du régime désertique. Les montagnes entourant ces dépressions forment en effet un écran arrêtant toutes précipitations. Mais le régime anticyclonal, qui pré-

vaut sur ces régions, a une importance au moins aussi grande. Les précipitations n'y font pas aussi entièrement défaut que dans les déserts tropicaux, et, quand le sol s'y prête, des steppes viennent souvent interrompre ces déserts. Mais le régime thermique tend à accentuer les effets de la sécheresse. Les étés brûlants donnent des températures dépassant parfois celles du Sahara. Les hivers sont exceptionnellement froids. C'est dans le continent Eurasien que ce climat a la plus grande extension géographique. Il règne sur toute la dépression Aralocaspienne, d'où le nom de climat *Aralien*, et s'étend sur les plateaux intérieurs encadrés par les hautes chaînes de l'Asie centrale, du Tarim jusqu'aux sources de l'Amour (Merv, Tachkent, Pétro Alexandrovsk). Nous le retrouvons dans le Grand Bassin des Etats-Unis et sur les Plateaux de l'Orégon, disputant le terrain au climat *Persan*, qui l'emporte en général au pied des montagnes, et a une période de pluies d'hiver relativement assez abondantes (Salt Lake City).

Le climat Aralien, comme le climat Saharien, n'est pas hostile à toute manifestation de l'activité humaine. Les déserts et steppes de l'Asie centrale sont les territoires de parcours de peuplades hardies et ont été le point de départ de ces grands mouvements de peuples, qui ont bouleversé la face de l'Europe. L'irrigation y fait naître des oasis, comme dans le Sahara. Au pied des colosses montagneux de l'Asie centrale, le Ferghana nous révèle les traces d'une civilisation ancienne relativement avancée.

On ne connaît guère la variété océanique des climats désertiques tempérés. Le climat de la Patagonie paraît être l'exemple qui y correspondrait le mieux, tout en présentant des affinités avec le climat ukrainien, qui règne dans le S. de la République Argentine (Chubut). Des vents violents, un ciel souvent voilé de brume, des températures d'été très basses et des précipitations insuffisantes donnent à la côte un caractère âpre, qui s'atténue graduellement vers l'Ouest quand on approche des Andes.

Climats froids à été tempéré. — Le groupe des climats froids peut être placé, au point de vue biogéographique, à côté de celui des climats désertiques. Le froid et la sécheresse excessive ont les mêmes effets : disparition de la végétation arborescente, des cultures et enfin de l'homme. C'est dans la zone des climats froids que nous trouvons les limites polaires des céréales, des arbres et de l'habitat humain. Toutefois une bonne partie de cette zone est encore animée d'une vie assez intense; c'est celle où il existe une saison tempérée

de quatre mois au moins. Les influences océaniques et continentales y créent des contrastes aussi frappants que dans les climats tempérés.

La variété océanique se distingue par un hiver doux, un printemps tardif et un automne chaud (température d'octobre supérieure à mai), un été relativement frais. Les pluies y sont abondantes, particulièrement pendant l'automne et l'hiver, où les dépressions barométriques se déplacent vers les hautes latitudes. Ce climat règne dans les îles baignées par les branches extrêmes des courants chauds (Islande, Färöer, Shetland) et sur toute la côte de Norvège. La côte Baltique de la Suède méridionale échappe déjà à ces influences. A Stockholm la variation annuelle est de plus de 20°.

La côte de l'Alaska présente tous ces caractères d'une façon plus frappante encore (Sitka). L'hiver est doux et extrêmement pluvieux. Mais c'est l'extrême pointe de l'Amérique du Sud qui offre le type le plus accentué de ce climat. Au Cap Horn, la variation thermique n'est que de 6°, les précipitations atteignent 3400 mm., et le nombre des jours de pluie est de 191.

La variété continentale a une extension bien plus grande; elle règne sur une large zone d'un bout à l'autre du continent Eurasien. La moyenne annuelle est comprise entre + 5° et — 5°. L'oscillation augmente graduellement de l'Ouest à l'Est, de la Russie à la Sibérie orientale. A Moscou, elle est de 30°, à Barnaoul et Irkoutsk, de près de 40°. Les précipitations diminuent aussi graduellement, et l'hiver devient presque une véritable saison sèche en Sibérie. On sait que ces caractères sont dus à l'influence de l'anticyclone, qui a son centre vers Verkhoïansk. Tout le Canada, au Nord de la région des lacs, jouit du même climat âpre, mais qui n'exclut pas la végétation. Les températures d'été y dépassant 15°, les arbres peuvent se développer jusqu'au voisinage du cercle polaire.

Climats froids sans saison tempérée. — La limite des arbres est à peu près celle des climats froids à saison tempérée. Là où les 4 mois les plus chauds n'atteignent pas 10°, il n'y a plus place pour la vie. Les eaux sont couvertes de glace, la terre de neige pendant la plus grande partie de l'année. Toute élévation du sol donne naissance à des glaciers descendant jusqu'à la mer. La variété continentale de ce climat est la seule qui nous soit bien connue. Elle règne sur toutes les terres entourant le pôle Nord, aussi l'appelons-nous la variété *arctique*. Upernivik (Groenland) représente les conditions moyennes; le Spitzberg, avec une amplitude de 20°, représente

un cas où les influences océaniques se font sentir; Verkhoïansk, avec une amplitude de 66°, est l'exemple le plus continental.

C'est seulement dans l'hémisphère Sud qu'on peut observer la variété océanique. D'après les observations d'hivernage faites à diverses stations, les moyennes d'hiver sont en général supérieures de 15 à 20 degrés à celles des latitudes correspondantes dans l'hémisphère Nord, mais les moyennes d'été sont inférieures de 5 à 10°.

Coup d'œil d'ensemble sur la répartition des climats. — L'image de la répartition des climats que présente notre carte suggère quelques observations générales. Le contraste est remarquable entre les deux hémisphères : c'est l'hémisphère Nord qui offre la plus grande variété de types et les plus grands contrastes. En général, c'est là qu'il faut aller chercher les types continentaux extrêmes. L'hémisphère Sud est plus uniforme, mais il offre, surtout dans les hautes latitudes, les exemples des types océaniques les plus caractéristiques. Ces contrastes et bien d'autres s'expliquent par le relief du sol et l'influence des grandes masses océaniques.

Le contraste systématique entre les côtes orientales et occidentales est également marqué dans toutes les zones climatiques et sur les rives des deux grands fuseaux Atlantique et Pacifique. On remarque que les climats proprement océaniques, avec leur faible oscillation thermique, leur régime de pressions capricieux et instable, sont limités aux côtes occidentales des continents, tandis que les côtes orientales sont toujours, à même latitude, sous l'influence de conditions continentales, et même participent au régime des moussons (Mandchourie). Par contre, dans la zone tempérée sans hiver, ce sont les côtes occidentales qui ont une période sèche (climat méditerranéen), inconnue aux côtes orientales (climat chinois). Aux environs du tropique, les côtes occidentales du continent sont en proie au climat désertique, tandis que les côtes orientales y échappent grâce à la mousson. D'une manière générale, les influences de mousson sont le privilège particulier des côtes orientales. Le schéma (fig. 93) met en lumière ces relations systématiques.

Mais dans la réalité les groupements sont plus complexes. Chaque océan a son rôle particulier. L'océan Indien est, par sa position équatoriale au milieu des masses continentales les plus considérables, le principal foyer des moussons. Les influences océaniques sont plus fortes et plus limitées sur les bords de l'océan Pacifique, à cause de sa ceinture de chaînes montagneuses, moins accentuées

mais plus étendues sur les rives de l'Atlantique. La transition des climats océaniques aux climats désertiques, graduelle en Europe, est brusque en Amérique.

Les deux grands groupes de continents ont donc leur individualité propre. La répartition des diverses variétés de climats tempérés n'est pas la même dans l'Ancien et le Nouveau Monde. On a quelques difficultés à étendre à l'Amérique du Nord les cadres et les subdivisions créés en étudiant l'Europe. Certains types, à peine représentés dans le monde eurasien, ont une extension considérable en Amérique et y montrent des variétés inconnues. Ainsi notre climat ukrainien règne sur une zone méridienne longue de 15 à

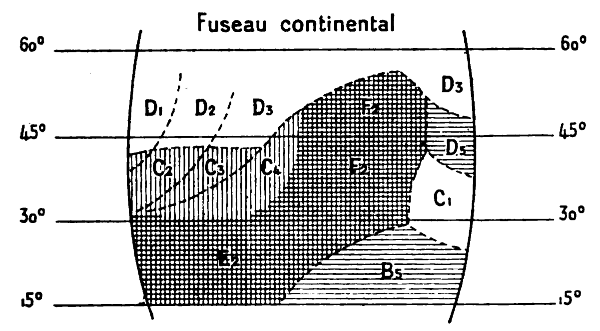


Fig. 93 — Schéma des relations des climats des zones tempérée et tropicale.

Grisé vertical, période sèche d'été; grisé horizontal, période sèche d'hiver (mousson); le croisement des deux grisés indique l'extension de la période sèche sur toute l'année (déserts).

20 degrés de latitude au pied des Montagnes Rocheuses, de plus en plus froid et continental au fur et à mesure qu'on avance vers le Nord. Le climat danubien, limité chez nous à quelques bassins intérieurs, s'étend sur presque tout le bassin du Mississipi.

Changements de climat. — L'influence des climats sur tous les phénomènes géographiques est si profonde et si évidente, qu'on est amené à se demander dans quelle mesure leur distribution actuelle est stable.

L'histoire géologique récente permet de mesurer les conséquences de changements de cette répartition. L'ère quaternaire, relativement froide et humide, a amené la formation d'immenses glaciers sur l'Europe et l'Amérique du Nord. En même temps de grands lacs s'étendaient sur les plateaux, privés d'écoulement vers la mer, de l'Asie centrale et des États-Unis occidentaux (cf. 3e partie, ch. IV); les déserts devaient être très réduits, le Sahara était certainement parcouru par de véritables rivières. Une enquête géologique approfondie [7] a montré qu'il y a eu ensuite une période plus chaude et plus sèche même que la période actuelle, où les steppes de l'Europe orientale ont gagné vers l'Europe centrale.

A l'heure actuelle, nous observons des différences plus ou moins marquées dans les climats d'une année à l'autre. Elles sont particulièrement sensibles dans les pays où le régime est instable. Rien de plus changeant par exemple que l'aspect de la zone de transition entre les déserts tropicaux et les contrées à climat soudanien. Plusieurs années sans pluie peuvent faire un véritable désert d'un pays qui semblait plutôt une steppe. La confrontation des récits des explorateurs africains révèle une foule de changements semblables. D'après Passarge, le Kalahari se dessèche progressivement et le désert gagne sur la steppe, les sources disparaissent, le débit de grands fleuves comme l'Orange diminuerait. On a conclu souvent de pareils faits à un changement réel du climat depuis la période historique. D'après certains auteurs cette évolution serait sensible dans le Sud Algérien et dans l'Asie centrale.

Il est difficile de dire si ces hypothèses sont justifiées. Les séries météorologiques dont nous disposons pour la zone tempérée seulement ne remontent pas assez loin pour permettre de saisir une évolution du climat dans un sens déterminé; mais elles nous révèlent seulement des variations périodiques. Les changements remarqués dans la zone tropicale où l'évaporation intense rend plus sensibles les variations de la pluviosité, peuvent n'être que des épisodes d'oscillations semblables. En fait, on constate actuellement dans l'Afrique orientale un relèvement du niveau de tous les lacs, qui avaient fortement diminué il y a quelques années (v. 3[e] partie, chap. IV). Les glaciers des Alpes et de la Scandinavie sont observés depuis assez longtemps, pour qu'on ait pu noter plusieurs oscillations de leur front, tous avançant ou reculant à peu près en même temps (v. 4[e] partie, chap. IX). Les données sur la valeur et la date des récoltes nous permettent de constater, en remontant plus d'un siècle en arrière, les oscillations du climat.

D'après Brückner [5-6], toutes ces sources d'information sont d'accord pour révéler des variations réellement périodiques du climat. La période serait de trente-cinq ans. Elle est nettement marquée dans la courbe de la pluviosité, que suit parallèlement celle du prix du blé dans l'Europe occidentale (fig. 94). Le fait initial serait la variation de la température qui peut atteindre 1 degré. Dans les années chaudes, les influences océaniques sont moins sensibles et pénètrent moins loin en Europe. La zone du climat continental s'étale vers l'Ouest et la zone désertique gagne aussi; la pluie diminue de 20 p. 100 en Allemagne, de 30 p. 100 en Russie. Ce sont les années de mauvaises récoltes pour l'Europe orientale, tandis

que, dans les climats océaniques, où la chaleur estivale est juste suffisante dans les conditions moyennes, les récoltes sont meilleures. Les centres des années froides et humides seraient en Europe 1705, 1740. 1775, 1815, 1850, 1880; ceux des années chaudes et sèches 1720, 1760, 1790, 1830, 1860. On peut retrouver les mêmes périodes

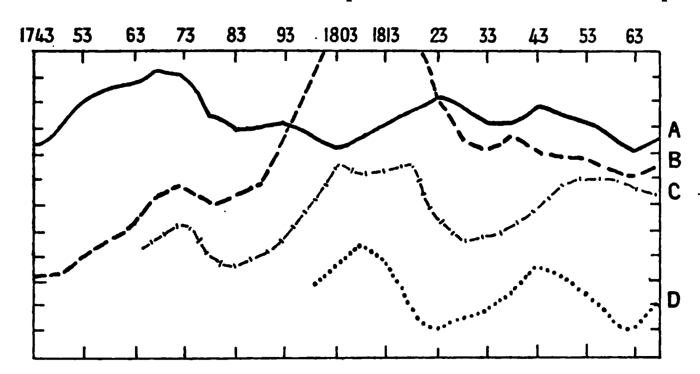


Fig. 94. — Variation des précipitations et des récoltes, montrant la période d'oscillation climatique de Brückner.

A, pluie en Angleterre; B, prix du blé en Angletetorre (perturbation de 1785 à 1820 pour raisons politiques); C, pluie dans l'Allemagne du Sud; D, prix du blé Munich.

aux États-Unis. Elles coïncident avec les variations connues des glaciers et du niveau des lacs.

Compensations climatiques. — La valeur des résultats obtenus par Brückner a été contestée par divers auteurs. On trouve en effet de nombreuses exceptions; des régions étendues montrent des anomalies de signe contraire à celles considérées comme normales, des variations à période plus courte ou plus longue.

Le mécanisme des variations climatiques est probablement plus compliqué qu'on ne l'avait cru tout d'abord. Il y a tendance à l'établissement d'une sorte de compensation entre les régions d'anomalies extrêmes. Hildebrandsson [8] a montré que les aires de hautes et de basses pressions qui sont les grands centres d'action de l'atmosphère (Açores et Islande, Sibérie et Alaska) présentent d'une année à l'autre des variations inverses. Les variations de la pluie et de la température y sont également inverses.

Arctowski [9] a d'autre part dressé des séries de cartes annuelles, représentant l'écart par rapport à la moyenne, au moyen de courbes joignant les points où l'écart est le même. On y voit très nettement l'existence d'aires d'écart maximum positif ou négatif, qui se déplacent d'année en année.

Le point de départ des anomalies paraît devoir être cherché dans les régions équatoriales et dans les régions polaires. Il y a un rapport évident entre les variations de la température des pays chauds et celles des taches solaires. Mais les périodes chaudes déterminent une fusion importante des glaces polaires, qui, en descendant à la dérive vers les latitudes moyennes, refroidissent sensiblement les mers et l'atmosphère. L'équilibre tend ainsi à se rétablir, par un mécanisme compliqué dont on commence seulement à soupçonner le jeu.

Il semble en somme que la répartition des climats présente un certain degré de stabilité. Des variations périodiques sont certaines; encore est-il difficile ou même impossible de les suivre sur toute l'étendue du globe. On doit donc accueillir avec une certaine réserve les affirmations de changements historiques du climat. Les arguments invoqués se réduisent le plus souvent, comme GSELL l'a montré pour l'Afrique du Nord [10] à la constatation de certaines cultures, plantes ou animaux aujourd'hui disparus, phénomène qui peut avoir d'autres causes que des causes physiques. Le tarissement des sources ou même des fleuves est souvent un fait plus géologique que climatologique. Les variations périodiques du climat rendent compte suffisamment du recul incontestable de la végétation, à la lisière des déserts. Les périodes de sécheresse sont fatales aux sources, aussi bien qu'aux colonies végétales dans une situation précaire.

En résumé rien ne permet de croire à une évolution continue et historiquement sensible du climat. La stabilité relative qui paraît probable durera tant que subsisteront les conditions actuelles de répartition des terres et des mers et tant que la situation cosmique du globe terrestre n'aura pas subi de modification.

---

1. — KÖPPEN (W.). Die Wärmezonen der Erde nach Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. *Met. Z.*, 1884, p. 215.

2. — KÖPPEN (W.). Versuch einer Klassification der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *G. Z.*, VI, 1900, p. 593 et 657, pl. 5-7.

3. — WOEIKOF (A.). Die Klimate der Erde. Trad. all., Iena, 1887, 2 vol. in-8°.

4. — HANN (J.). Handbuch der Klimatologie, 3e édition, Stuttgart, 1910-1911, 3 vol. in-8°. Tome II, Klima der Tropenzone, 418 p., 7 fig. Tome III, Klima der gemässigten Zonen und der Polarzonen, 702 p., 12 fig.

5. — BRÜCKNER (Ed.). Klimaschwankungen seit 1700. *G. Ab.*, IV, 1890, 324 p. (cf. Zur Frage der 35 jährigen Klimaschwankungen, *P. M.*, 1902., p. 173-178).

6. — BRÜCKNER (Ed.). Der Einfluss der Klimaschwankungen auf die Ernteerträge und Getreidepreise, *G. Z.*, 1895, p. 39 et 100.

7. — *XIer. Internat. Geologencongress.* Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit, eine Sammlung von Berichten hgg. von dem Exekutivkomitee des 11. internat. Geologencongresses, in-4°, LVIII + 459 p. Stockholm, 1910.

8. — HILDEBRANDSSON (H. H.). Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère. *K. Svenska. Vetenskapsakademiens Handlingar*, XXIX, 1896-97, n° 3; XXXII, 1899, n° 4; XLV, 1910, n° 2 et n° 6.

9. — ARCTOWSKI (H.). L'enchaînement des variations climatiques, in-8°, 135 p., 62 fig. Bruxelles, 1909.

10. — GSELL (St.). Le climat de l'Afrique du Nord dans l'antiquité. *Rev. Africaine*, 1911, p. 343-410. Cf. LEITER. Die Frage der Klimaänderung während geschichtlicher Zeit in Nord-Afrika, *Abh. G. Ges. Wien*, 1909, n° 1.

11. — BORIUS. Recherches sur le climat du Sénégal. Paris, 1875, in-8°, 327 p., 1 carte, 14 pl.

12. — DANCKELMANN (A. VON). Beiträge zur Kenntnis des Klimas des Togolandes. *M. aus den D. Schutzgebieten*, II, 1890.
13. — POSKIN (A.). Climatologie du Congo. *Bul. Soc. R. G. Bruxelles*, XIV, 1895, p. 109, 251, 333 et 577.
14. — DOVE (K.). Kulturzonen von Nordabessinien. *P. M. Erg.*, n° 97, 1890.
15. — BLANFORD (H.-F.). A practical guide to the climates and weather of India, Ceylon and Burma. London, 1889, in-8°, 369 p. — Cf. J. ELIOT, Climatological Atlas of India. Edinburgh, 1906, 120 c.
16. — ALGUE (R. JOSE). The Climates of the Philippines. *Census of the Philippines 1903, Bul. n° 2*, Washington, 1904.
17. — STOK (VON DER). The climates of the Malay Archipelago. *Rep. Intern. Met. Congr. Chicago*, part III, p. 669.
18. — LESPAGNOL. Sur le caractère désertique de l'Australie intérieure, *A. d. G.*, 1898, p. 55, 142 et 316.
19. — KÖPPEN (W.). Klima von Mittelamerika, *G. Z.*, II, 1896, p. 425-432.
20. — SAPPER (K.). Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala. *P. M. Erg.*, n° 113, 1894.
21. — HENRY (A. J.). Climatology of the United States, Washington, 1908, in-4°, 1012 p. (*U. S. Weather Bureau. Bul. Q.*). — Cf. Summary of Climatological datas, 2 vol. in-4°, *Bull. W.*
22. — DOVE (K.). Das Klima des aussertropischen Südafrika. Diss. Göttingen, 1888, in-8°, 90 p., 1 carte. Cf. Deutsch S. W. Afrika. *P. M. Erg.*, 120, 1897.
23. — VOSZ (E. L.). Beiträge zur Klimatologie der Südlichen Staaten von Brasilien. *P. M. Erg*, n° 145, 1904.
24. — FISCHER (Th.). Studien über das Klima der Mittelmeerländer. *P. M. Erg.*, n° 58, 1879.
25. — ANGOT (A.). Étude sur le climat de l'Algérie. *An. Bur. centr. mét.*, 1877.
26. — EGINITIS (D.). Le climat d'Athènes. *An. Observatoire nat. d'Athènes*, I, 1897, in-4°, VII + 220 p. (cf. Le climat de l'Attique. *A. d. G.*, XVII, 1908, p. 413).
27. — DALLAS. On the Meteorology of N. Afghanistan. *Indian Met. Memoirs*, IV, Calcutta, 1891.
28. — NAKAMURA (K.(. The climate of Japan. *Publ. Japan Meteor. Observatory*, Tokio, 1893, in-4°, 109 p.
29. — HANN (J.). Klimatographie von Oesterreich, en cours de publication : Wien, 1904, sq., in-8°, 104 + 71 + 194 + 162 p.
30. — ROSTER (G.). Climatologia dell'Italia. Torino, 1909, in-8°, 1040 p.
31. — *Meteorological Council* (London). Meteorological Atlas of the British Islands. London, 1883.
32. — SCHREIBER (P.). Klimatographie des Königreichs Sachsen. *Forsch. z. D. Landes- und Volkskunde*, VIII, 1894, p. 1-97, 2 pl.
33. — MAURER (J.), BILLWILLER (R.) und HESS (A.). Das Klima der Schweiz, auf Grundlage der Beobachtungsperiode 1864-1900, 2 vol. in-4°, 302 et 247 p. Frauenfeld, 1909-1910.
34. — HEPITES (ST. C.). Album climatologique de Roumanie, Bucuresci, 1900, in-f°, 25 pl.
35. — RYKATSCHEF. Atlas climatologique de l'empire Russe. Saint-Pétersbourg, 1900, 89 c. 15 tabl. in-f°; 61 p. texte in-4°.
36. — DAVIS (W. G.). Climate of the Argentine Republic, in-8°, 181 p., 44 pl. (cartes et diagr.), Buenos Ayres, 1910.

APPENDICE AU CHAPITRE VI

RÉGIMES CLIMATIQUES

Abréviations placées en tête des colonnes :

C. : **Renvois aux variétés de climats indiquées sur la carte générale des climats (placée hors texte à la fin de l'ouvrage).**

T. : Température moyenne annuelle.

t : — — **du mois le plus chaud; *t'*, du mois le plus froid. Quand les moyennes sont celles de mois autres que janvier et juillet, une abréviation l'indique :** (av. = Avril; at = Août, etc.).

V. : Ecart entre *t* et *t'*.

Pr. : Sommes des **précipitations annuelles (en millimètres). — J. (Janvier), F. (Février), Ms (Mars), etc. : Moyennes mensuelles des précipitations.**

On a cherché à ne donner que des stations dont les moyennes reposent sur un assez grand nombre d'années. Sauf quelques exceptions, tous es chiffres de pluie sont empruntés pour l'Europe à **Angot (Régime des pluies** dans l'Europe Occidentale, *An. Bur. Centr. Mét.*), **pour les pays** extra-européens **à Supan (*P. M. Erg.*, n° 124); les** températures **sont tirées de Hann (*Lehrbuch der Meteorologie* et *Handbuch der Klimatologie*).**

I. — CLIMATS CHAUDS

	C.	STATIONS	LATITUDE	ALTITUDE	T.	*t*	*t'*	V.	Pr. (mm.)	J.	F.	Ms	Av.	M.	J.	Jt	At	S.	O.	N.	D.
1	A[1]	*Jaluit* (Iles Marshall)	N. 5°35	3m	27°	27°,2	26°,8	0°,4	4 492	291	300	454	359	513	396	392	345	342	294	362	444
2	A[2]	*Manaos* (Brésil)	S. 3 8	40	26	26,6 n.	25 av.	1,6	2 149	238	250	300	332	486	153	67	61	44	102	183	233
3	»	*Batavia*	S. 6 11	7	25,9	26°,4 m.	25,3	1,1	1 812	348	299	235	139	98	95	75	30	79	99	125	190
4	»	*Cameroun*	N. 4 2	12	25,2	26,6 f.	23,6 at.	3	4 156	44	95	191	242	360	641	759	611	537	449	147	80
5	»	*Dar es Salam* (Est Africain)	S. 6 49	13	25,4	27,8	23,2	4,6	1 143	87	60	111	289	201	19	18	33	42	54	156	73
6	A[3]	*Mengo* (Ouganda)	N. 0 20	1 200	21,8	24,4	19,8	4,2	1 209	60	111	114	195	135	76	80	73	99	133	99	34
7	B[1]	*Honolulu*	N. 21 18	15	23,3	25,4 at.	21,3	4,1	1 002	102	116	96	79	80	46	64	58	47	58	131	125
8	B[2]	*Port-au-Prince* (Haïti)	N. 18 21	36	25,9	27,6	24,1	3,5	1 398	28	62	75	169	271	100	78	154	187	155	77	42
9	»	*Bismarckburg* (Togo)	N. 8 12	710	23,7	26,1 f.	21,0	5,1	1 445	40	50	96	138	180	179	167	115	271	158	24	27
10	»	*Congo* (embouchure)	S. 6		24,9	26,9 ms	21,6	5,3	633	94	79	104	98	76	6	0	2	4	12	100	58
11	»	*Lindi* (Est Africain Allemand)	S. 10	5	25,5	27,0 d.	23,2 at	3,8	849	144	86	166	155	40	0	5	17	19	18	59	140
12	B[3]	*Vera Cruz* (Mexique)	N. 19 12	15	24,8	27,4 at.	21,4 d.	6,0	1 725	10	14	15	3	108	317	376	225	295	229	82	51
13	»	*Bathurst* (Gambie)	N. 13 24	2	24,2	26,4 o.	21,6 f.	4,8	1 333	0	0	0	1	12	66	287	542	325	92	7	1
14	»	*Gorée* (Sénégal)	N. 14 40		23,7	27,8 s.	18,7 f.	9,1	521	0	1	0	0	0	24	91	251	133	18	3	0
15	»	*Loanda*	S. 8 49	59	23,6	26,2 f.	19,9 at	6,3	320	27	42	62	119	14	0	0	1	1	5	30	19
16	»	*Tamatave* (Madagascar)	S. 18 11	3	24,1	27,6 f.	20,6	7	3 152	365	371	467	411	267	310	275	185	157	101	77	166
17	»	*Saint-Denis* (Réunion)	S. 20 50	15	23,6	25,7 f.	20,9	4,8	1 357	226	237	254	97	62	27	24	23	29	57	96	225
18	B[4]	*Bombay*	N. 18 54	12	25,4	29,6 m.	18,4 d.	11,2	2 134	4	0	0	0	11	556	732	441	320	64	5	1
19	»	*Rangoun*	N. 16 46	12	26,6	29,2 av.	23,6	5,6	2 497	3	7	4	46	274	473	549	474	410	185	70	2
20	»	*Cooktown* (Australie)	S. 15 28		25,6	27,5	22,4	5,1	1 748	333	371	335	272	69	26	19	18	11	25	98	171

21	B⁵	*Nagpour* (Inde centr.)	N. 21 9	312	26 ,2	34 ,4 m.	19 ,3 d.	15 ,1	1 172	15	10	16	11	18	222	344	244	208	58	14	12
22	»	*Allahabad* (Inde)	N. 25 26	94	25 ,3	33 ,2 m.	15 ,6	17 ,6	994	19	12	10	3	8	130	310	261	165	63	7	6
23	»	*Canton*	N. 23 12		21 ,3	28 ,2	12 ,6	15 ,6	1 663	55	65	166	216	231	267	243	210	97	68	22	23
24	B⁶	*Lahore* (Inde)	N. 31 34	214	23 ,8	34 ,3 j.	12 ,2	22 ,1	536	23	29	24	14	21	48	171	126	53	12	3	12
25	»	*Jacobabad* (Inde)	N. 28 24	57	25 ,9	36 ,0 j.	13 ,7	22 ,3	105	7	7	7	5	3	3	31	31	5	0	3	3
26	B⁷a	*Hué* (Annam)	N. 16 33	6	24 ,5	28 ,7 m.	19 ,3	9 ,4	2 614	124	111	60	50	57	46	68	125	462	671	626	214
27	»	*Saïgon* (Cochinchine)	N. 10 47		26 ,9	29 ,1 m.	25 ,0	4 ,1	1 873	11	2	6	52	178	235	245	254	423	272	121	74
28	»	*Hanoï* (Tonkin)	N. 21 2		23 ,4	29 ,1 j.	16 ,7	12 ,4	1 671	17	25	64	114	211	230	243	347	223	137	29	41
29	»	*Madras* (Inde)	N. 13 4	7	27 ,7	30 ,7 j.	24 ,2	6 ,5	1 248	22	7	10	15	52	53	98	118	119	275	344	135
30	B⁷b	*Colombo* (Ceylan)	N. 6 56	13	26 ,7	27 ,8 av.	25 ,5	2 ,3	2 236	79	50	126	286	314	207	113	91	123	372	315	160
31	»	*Bangkok* (Siam)	N. 13 38		26 ,7	28 ,5 av.	23 ,8 d.	4 ,7	1 487	3	15	27	83	238	198	191	166	308	189	67	2

II. — CLIMATS TEMPÉRÉS ET FROIDS

Ce tableau donne, en outre des indications du tableau précédent, la longitude de chaque station et la moyenne des températures des quatre mois caractéristiques (J. = Janvier; Av. = Avril; Jt = Juillet; O. = Octobre). Janvier et Juillet sont marqués d'un astérisque quand ils ne sont pas le mois le plus froid ou le plus chaud (caractéristique des climats océaniques).

	C.	STATIONS	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE	T.	J.	Av.	Jt	O.	V.	Pr.	J.	F.	M.	Av.	M.	J.	Jt	At	S.	O.	N.	D.
32	C¹	*Shanghaï* (Zikaweï)	N. 31° 12	E. 119° 6	7ᵐ	15°	2° 7.	13° ,7	27°	17° ,4	24° ,3	1 169	58	71	84	97	97	180	121	153	142	81	61	24
33	»	*Nouvelle-Orléans*	N. 29 56	W. 92 23	16	20 ,6	12 ,7	20 ,4	27 ,8	20 ,8	15 ,1	1 532	129	112	135	132	122	170	163	152	117	84	104	112
34	»	*Nafa* (I. Riou kiou)	N. 26 13	E. 127 4	10	21 ,8	15 ,9	20 ,4	27 ,7	24 ,1	11 ,6	2 321	117	187	185	246	331	301	164	299	205	115	102	78
35	»	*Charleston*	N. 32 47	W. 82 16	5	18 ,6	9 ,8	17 ,6	27 ,2	19 ,0	17 ,4	1 232	76	74	89	61	91	122	167	183	145	84	61	79
36	»	*Buenos-Ayres*	S. 34 37	W. 60 42	22	16 ,9	23 ,8	16 ,6	9 ,9	16 ,5	13 ,9	867	60	76	94	70	87	70	43	48	65	97	63	94
37	»	*Montevideo*	S. 34 54	W. 58 33	10	16 ,4	22 ,4	17 ,4	10 ,5	15 ,8	11 ,9	1 106	74	80	65	88	145	112	89	48	114	123	85	83
38	»	*Sydney*	S. 33 51	E. 150 42	45	16 ,6	21 ,4	17 ,6	10 ,9	16 ,9	10 ,5	1 265	94	140	138	145	129	137	109	72	82	73	80	66
39	»	*East-London* (S. Afr.) . . .	S. 33 2	E. 25 35	10	17 ,8	20 ,9	18 ,5	14 ,2	17 ,3	6 ,7	692	66	46	93	65	67	37	37	54	53	69	81	24
40	»	*Durban* (Natal)	S. 29 50	E. 28 40	45	20 ,2	23 ,4	20	16 ,9	18 ,8	6 ,5	1 036	120	128	129	74	60	11	22	40	95	126	112	118
41	C²	*Lisbonne*	N. 38 43	W. 11 28	102	15 ,6	* 10 ,3	14 ,6	* 21 ,2	16 ,9	11 ,6	726	93	94	96	70	54	13	4	8	32	77	94	101
42	»	*P. Delgada* (Açores) . . .	N. 37 45	W. 27 52	20	17 ,2	* 14 ,1	15 ,4	* 21 ,3	18 ,9	8 ,1	857	102	101	97	65	60	36	21	34	54	59	104	124
43	»	*Santiago* (Chili)	S. 33 27	W. 73	519	13 ,2	19 ,5	13	7 ,5	13 ,2	12	328	1	3	5	24	47	67	81	37	38	14	6	5
44	»	*San Francisco*	N. 37 48	W. 124 45	40	13 ,2	10 ,1	12 ,6	* 14 ,6	15 ,2	5 ,7	594	127	89	79	48	18	2	0	0	5	23	71	132
45	»	*Sacramento*	N. 38 34	W. 123 46	15	15 ,6	8	15 ,2	22 ,7	17 ,1	14 ,7	505	99	71	74	48	20	3	0	0	5	18	53	114
46	»	*Capetown* (S. Afr.)	S. 33 56	E. 16 9	12	16 ,7	20 ,9	17 ,3	12 ,5	16 ,2	8 ,4	632	17	16	24	47	99	112	89	84	55	41	28	20
47	»	*Perth* (Australie)	S. 31 57	E. 113 32	15	17 ,7	* 23 ,8	18 ,4	12 ,2	16 ,4		848	7	12	19	49	133	165	147	144	89	50	23	19

			LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE	T.	J.	Av.	Jt.	O.	V.	Pr.	J.	F.	M.	Av.	M.	J.	Jt	At	S.	O.	N.	D.
48	C³	*Alger*	N. 36° 48	E. 0° 43	22ᵐ	18°,1	12°,1	16°,3	*24°,4	19°,7	12°,9	683	97	84	79	51	33	15	2	7	26	73	99	117
49	»	*Tunis*	N. 36 48	E. 10 11		19 ,6	11 ,3	18 ,1	27 ,3	21 ,7	16	487	74	49	41	58	27	29	14	2	26	80	42	45
50	»	*Palerme*	N. 38 7	E. 11 5	72	17 ,9	11	15 ,4	*25 ,4	19 ,8	14 ,3	595	75	64	70	43	26	16	6	9	47	75	77	87
51	»	*Corfou.*	N. 39 38	E. 17 35		17 ,2	9 ,5	14 ,8	25 ,7	19 ,5	16 ,2	1 093	75	90	19	57	41	11	14	48	39	181	215	86
52	»	*Athènes*	N. 37 58	E. 21 24	103	17 ,2	8	14 ,8	27	18 ,9	19	402	56	38	37	22	21	11	8	11	14	45	76	63
53	»	*Smyrne*	N. 38 26	E. 24 50		16 ,5	7 ,5	13 ,8	26 ,4	18 ,5	18 ,9	650	105	75	85	45	32	12	5	3	23	45	108	112
54	»	*Jérusalem*	N. 31 47	E. 32 53	769	17 ,1	8 ,4	15 ,5	24 ,3	20 ,5	15 ,9	647	160	146	91	44	7	0	0	0	1	10	52	136
55	C⁴	*Mossoul*	N. 36 22	E. 40 54	120	20 ,1	7	15 ,4	34 ,2	22 ,4	27 ,7		81	60	39	40	6	1				13	17	52
56	»	*Téhéran*	N. 35 41	E. 49 5	1 130	15 ,7	2	14 ,6	26 ,3	17	24 ,3	284	50	53	35	41	17	5	1	3	1	13	28	37
57	»	*Djelfa*	N. 34 40	E. 0 48	1 167	19 ,1	9 ,7	17 ,6	29 ,7	19 ,0	20	340	25	26	66	25	19	39	10	10	25	46	19	30
58	C²	*Bogota*	N. 4 35	W. 76 34	2 660	14 ,4		t = 14°,8 av.		t' = 13°,8	1	1 614	94	99	115	244	165	81	67	84	74	214	243	143
59	»	*Quito*	S. 0 14	W. 80 52	2 850	13 ,5		12 ,7		13 ,0	0 ,3	1 068	82	99	120	179	128	31	27	56	62	98	101	85
60	»	*Fort-Smith* (Est Africain) .	S. 1 14	E. 34 24	1 950	16 ,5		18 ,2		14 ,7	3 ,5	1 410	14	97	249	332	198	63	27	21	62	30	150	16 7
61	C¹	*Mexico*	N. 19 26	W. 101 28	2 277	15 ,4		18 ,1 m.		12 d.	6 ,1	584	4	5	15	15	51	104	104	123	105	43	11	4
62	»	*Cochabamba*	S. 17 20	W. 68 5	2 560	16 ,4		19 ,2		12 ,8	6 ,4	462	107	89	63	11	11	7	5	4	17	15	32	101
63	»	*Pretoria*	S. 25 45	E. 26 30	1 360	19 ,4		23 ,1		14 ,9	8 ,2	682	157	122	75	20	25	9	8	5	50	51	68	102
64	»	*Gondar* (Abyssinie)	N. 12 36	E. 35 9	1 900	19		(21 ,9)		(16 ,7)		1 125			16	2	65	137	304	359	122	92	28	
65	D¹	*Brest*	N. 48 23	W. 6 47	65	11 ,7	6 ,3	11	17 ,9	12 ,3	10 ,6	824	84	75	57	54	49	51	53	54	78	91	96	82
66	»	*Astoria* (Oregon)	N. 46 11	W. 126 8	12	10	3 ,6	9 ,3	*16 ,0	11 ,5		1 956	312	216	234	145	97	79	30	36	86	142	267	312
67	»	*Valdivia* (Chili)	S. 39 49	W. 78 37	13	11 ,6	16 ,4	11 ,5	7 ,2	11 ,3	9 ,2	2 900	77	90	171	253	370	468	580	331	168	132	145	115
68	»	*Auckland* (Nouv^lle-Zélande)	S. 36 50	E. 172 31	78	15	*19 ,2	16 ,1	*10 ,8	13 ,9	8 ,7	1 086	59	76	69	78	107	125	123	107	91	91	81	79
69	»	*Adélaïde* (affin. C²)	S. 34 57	E. 136 15	43	17 ,3	23 ,4	17 ,9	10 ,7	16 ,5	12 ,7	537	19	17	25	47	75	76	70	63	49	44	29	23
70	»	*Melbourne*	S. 37 50	E. 142 39	30	14 ,2	19 ,1	14 ,8	8 ,7	13 ,9	10 ,4	658	44	45	52	61	54	51	48	46	59	74	64	60
71	D²	*Paris*	N. 48 50		50	9 ,8	2 ,1	9 ,8	18 ,0	9 ,8	15 ,9	527	36	28	37	39	47	53	50	47	48	54	48	40
72	»	*Toulouse*	43 37	W. 0 53	194	12 ,6	4	11 ,4	21 ,4	13 ,4	16, 4	666	46	43	55	71	71	78	43	49	58	66	49	42
73	»	*Karlsruhe*	49 1	E. 6 5	124	9 ,7	0 ,8	9 ,9	19 ,2	9 ,7	18 ,4	961	55	53	74	68	80	110	102	97	79	86	82	75
74	»	*Madrid*, (affin. C³)	N. 40 25	W. 6 1	655	13 ,5	4, 9	12 ,7	24 ,5	13 ,6	19 ,6	419	34	28	45	47	45	30	12	12	33	45	47	41
75	D³	*Prague*	N. 50 5	E. 12 5	208	8 ,8	— 1 ,2	8 ,5	19 ,3	9 ,3	20 ,5	443	19	20	31	34	45	67	54	53	34	30	29	27
76	»	*Cracovie*	50 4	E. 17 37	220	7 ,8	— 3 ,2	7 ,9	18 ,7	8 ,9	21 ,9	656	27	25	35	44	71	91	88	89	60	50	39	37
77	»	*Kiew*	50 26	E. 28 11	180	6 ,8	— 6 ,2	6 ,9	19 ,2	7 ,5	25 ,4	535	28	21	38	43	44	69	75	62	44	44	37	39
78	»	*Boston*	42 42	W. 72 25	5	9	— 3 ,2	7 ,9	18 ,7	8 ,9	21 ,9	1 153	97	89	104	97	94	81	91	109	86	97	109	99
79	»	*Pittsburg*	40 28	W. 82 19	235	10 ,8	— 1 ,7	10 ,2	23 ,1	10 ,8	24 ,8	930	66	64	71	76	89	91	102	86	74	71	66	74
80	D⁴	*Chicago*	41 54	W. 89 58	180	8 ,8	— 4 ,8	7 ,4	21 ,7	10 ,9	26 ,5	864	53	56	61	76	94	94	86	74	76	69	69	56
81	»	*Saint-Louis*	38 37	W. 92 32	146	12 ,8	— 0 ,5	13 ,5	25 ,6	12 ,9	26 ,1	1 036	56	68	86	94	119	127	97	89	79	71	79	71

82	»	*Bucarest*	40 25	E. 23 46	84	10 ,0	—3 ,5	11 ,3	22 ,9	11 ,7	26 ,4	583	31	27	42	51	63	84	72	48	37	38	46	44
83	»	*Milan*	45 28	E. 6 51	147	12 ,8	0 ,5	13 ,2	24 ,7	13 ,3	24 ,2	997	54	50	83	99	95	88	57	77	97	114	111	72
84	»	*Budapest*	47 30	E. 16 43	153	10	—1 ,9	10 ,8	21 ,4	10 ,8	23 ,3	611	38	27	47	52	61	69	51	53	50	55	55	53
85	D[5]	*Péking*	N. 39 57	E. 114 8	116	11 ,7	—4 ,7	13 ,7	26	12 ,5	30,7	624	3	5	7	16	39	85	213	164	67	16	7	2
86	»	*Tokio*	35 41	E. 137 26	21	13 ,6	2 ,6	12 ,4	*24 ,6	15 ,6	22 ,8	1 476	55	75	111	128	150	166	131	109	203	185	109	54
87	D[5]	*Kanazawa* (Japon côte W.).	N. 36 33	E. 134 20	30	13	1 ,8	10 ,6	*25 ,7	15 ,3		2 516	274	175	166	174	140	167	204	150	210	205	278	373
88	D[6]	*Odessa*	N. 46 29	E. 28 24	70	9 ,8	—3, 7	8 ,8	22 ,6	11 ,2	26 ,3	409	23	19	28	28	33	59	52	30	35	29	40	33
89	»	*Omaha* (affln. D[4]).	41 16	W. 98 16	340	9 ,4	—7 ,7	10 ,2	24 ,2	11 ,3	32 ,9	798	18	18	38	79	114	135	117	84	76	66	28	25
90	»	*Denver*	39 45	W. 107 41	1 600	9 ,4	—3 ,5	8	22 ,1	10 ,1	25 ,6	363	15	12	25	51	69	33	43	36	23	23	18	15
91	»	*San-Luis* (Argentine) . . .	S. 33 19	W. 68 41	760	16 ,6	24 ,7	15 ,2	8	18 ,2	16 ,5	554	56	71	80	36	10	9	2	6	26	39	107	112
92	E[1]	*Lima* (Pérou).	S. 12 4	W. 79 21	158	19 ,30	*22	21 ,3	16 ,1	16 ,9	7 ,1	64	1	0	0	0	2	13	12	13	13	6	3	1
93	»	*Port-Nolloth* (SW. Afric.) .	29 14	W. 18 25	11	14 ,1	*15 ,6	14 ,9	*12	14 ,3	4	57	1	2	3	5	14	8	5	7	6	3	2	1
94	E[2]	*Le Caire*	N. 30 5	E. 28 57	23	21 ,1	12 ,4	20 ,8	28 ,5	23 ,2	16 ,1	32	5	4	3	4	2	0	0	0	0	1	4	9
95	»	*Ayata* (S. Algérien). . . .	33 3	E. 3 40	40	20 ,9	9 ,6	19 ,6	33 ,3	21 ,9	23 ,7	136	29	14	32	6	7	2	0	0	4	5	6	31
96	»	*Yuma* (Arizona).	32 45	W. 116 56	43	22 ,3	12 ,3	21	33 ,1	22 ,8	20 ,8	71	10	13	7	0	0	0	2	8	2	8	8	13
97	F[1]	*Chubut* (affln. D[6]).	S. 43 3	W. 67 21	5							223	10	9	22	15	23	32	11	22	20	11	22	26
98	F[2]	*Merv*	N. 37 35	E. 59 27	210	15 ,4	—0 ,6	16 ,5	30 ,2	15 ,9	30 ,8	191	46	36	54	30	3	0	0	0	0	10	3	9
99	»	*Tachkent*	41 20	E. 66 57	480	13 ,5	—0 ,8	15	26 ,9	11 ,9	27 ,7	328	41	40	66	55	17	4	1	2	4	21	22	55
100	»	*Petroalexandrovsk* (Chiva).	41 28	E. 58 45	100	12 ,5	—4 ,7	14 ,7	28 ,3	10 ,7	33	62	6	10	13	16	5	1	0	2	1	3	2	3
101	»	*Walla Walla* (affln. D[6]). .	46 3	W. 120 40	200	12	—0 ,3	11 ,3	25	12 ,5	25 ,3	391	41	36	38	35	43	30	13	8	20	36	43	48
102	»	*Salt Lake City* (affln. D[6]) .	40 46	W. 114 14	1 300	10 ,4	—3	9 ,6	24 ,1	10 ,8	27 ,1	477	41	41	53	51	51	28	23	33	26	41	38	51
103	G[1]	*Stykkisholm* (Islande). . .	N. 64 8	W. 25 6	11	3	*—2 ,2	1	9 ,8	3 ,6	12	681	67	73	47	41	36	46	46	43	69	80	58	75
104	»	*Bergen*	60 23	E. 2 57	17	7	*—0 ,9	5 ,6	14 ,4	7 ,3		1 856	176	141	110	96	104	111	150	175	210	223	171	189
105	»	*Sitka* (Alaska)	57 3	W. 137 49	3	5 ,7	*—1	4 ,3	12 ,5	6 ,6		2 070	181	173	142	137	110	90	101	179	246	298	224	189
106	G[2]	*Moscou*	N. 55 30	E. 35 13	170	3 ,6	—11	3 ,4	18 ,6	3 ,6	29 ,6	534	29	23	30	37	49	52	70	74	55	36	40	39
107	»	*Winnipeg*	49 53	W. 99 27	226	0 ,6	—20 ,5	0 ,9	19 ,1	3 ,5	39 ,6	583	18	17	29	53	83	98	67	77	58	32	26	25
108	»	*Barnaoul*	52 20	E. 80 27	140	0 ,4	—19	0 ,8	19 ,5	1 ,6	38 ,5	257	8	6	7	10	25	36	45	41	24	22	19	14
109	»	*Irkoutsk*	52 16	E. 101 59	460	—0 ,4	—20 ,8	1 ,6	18 ,4	0 ,7	39 ,2	368	16	12	9	14	29	58	73	62	41	18	15	21
110	H[1]	*Upernivik* (Groenland). . .	N. 72 47	W. 57 53		—8 ,9	—23 ,8	—14 ,8	4 ,9	—4 ,4	28 ,7	214	11	15	28	13	10	9	21	27	24	24	20	12
111	»	*Spitzberg*	78 20	E. 14 31		—6 ,2	*—12 ,4	—6 ,9	*4 ,4	—6	20 ,1	189	10	37	3	7	10	4	7	14	36	31	22	8
112	»	*Verkhoïansk* (Sibérie). . .	67 34	E. 131 31	107	—17 ,2	—51	—13 ,7	15 ,5	—15	66 ,5	99	5	2	1	2	5	12	30	22	6	5	5	4
113	»	*Sagastyr* (Sibérie).	73 23	E. 121 45	5	—17 ,2	*—36 ,5	—21 ,6	4 ,6	—14 ,6	42 ,6	86	3	2	0	1	5	11	7	36	11	2	3	5

CHAPITRE VII

LE CLIMAT DE MONTAGNE

Dans tous les pays, la montagne est par son climat, autant au moins que par son relief, un monde à part. Tous les phénomènes météorologiques : température, humidité, précipitations et vents, y présentent des caractères originaux et y font sentir leur influence plus impérieusement que partout ailleurs sur les manifestations de la vie physique et organique. Non seulement en effet la distribution des plantes, la répartition des habitations et les formes de l'activité économique reflètent les variations et les caprices du climat montagnard; mais la sculpture du relief doit elle-même ses caractères particuliers aux modes spéciaux de décomposition des roches et d'érosion que déterminent les conditions météorologiques des hauteurs. Aussi y a-t-il peu d'étude plus suggestive pour le géographe. Elle est malheureusement rendue difficile par le nombre insuffisant des stations météorologiques en montagne.

Le réseau des stations de 2e ordre est assez serré en Angleterre, dans les montagnes de l'Allemagne moyenne, dans les Alpes Suisses et Autrichiennes; il est tout à fait rudimentaire partout ailleurs. La France possède cependant un certain nombre de stations élevées de 1er ordre, parmi lesquelles les deux plus hautes en Europe (Mont Blanc, observatoires Vallot 4 365 m. et Janssen 4 800 m.). Citons encore en France le Puy de Dôme (1 465 m.), le Mont Aigoual (1 567 m.), le Pic du Midi (2 877 m.), le Ventoux (1912); en Autriche le Sonnblick (3 106 m.), en Suisse le Säntis (2 500 m.), en Italie l'Etna (3 279 m.) et le Monte Cimone (2 150 m.), aux États-Unis le Pikes Peak (4 308 m.). Le sommet le plus élevé où l'on ait installé des appareils enregistreurs est le Misti (5 850 m.), dans les Andes.

La pression atmosphérique en montagne. — Le fait essentiel d'où dérivent à peu près tous les caractères du climat de montagne est la raréfaction de plus en plus grande de l'air dans les hautes altitudes. De tous les phénomènes météorologiques des régions élevées, c'est le plus régulier, car c'est le seul qui ne dépende pas des conditions

locales du relief. La diminution de la pression atmosphérique pour une élévation donnée ne dépend en effet que de l'altitude moyenne de la zone considérée et de la température de l'air. Elle est plus rapide au niveau de la mer que dans les zones élevées et dans les climats chauds que dans les climats froids.

Une variation de 1 mm. de pression correspond à une élévation de 10 m, 5 au niveau de la mer, — de 11 m. 8 à 1000 m. d'altitude, — de 13 m. 4 à 2000 m., — de 17 m. 2 à 4000 m., — de 22 m. 5 à 6000 m. Ainsi, à 6000 m. d'altitude, la variation est deux fois plus lente qu'au niveau de la mer.

Si la température de l'air s'élève de 1° la pression baisse de 0 mm. 32 au niveau de la mer, — de 0 mm. 56 à 1000 m., — de 0 mm. 91 à 2000 m., — de 1 mm. 09 à 4000 m. Ainsi, plus on s'élève, plus il y a à tenir compte de la température dans les mesures d'altitude.

La raréfaction de l'air est-elle un facteur de la distribution des animaux et particulièrement de l'espèce humaine? La chose est probable, mais il est difficile de le préciser. Dans les climats tempérés, ce sont la couverture de neige et la rigueur des hivers qui bannissent l'homme des hauts sommets. Dans les climats tropicaux, on trouve des habitations permanentes jusqu'à des hauteurs où la pression atmosphérique est réduite aux deux cinquièmes de sa valeur au niveau de la mer : 436 mm. à Saint-Vincent de Bolivie (altitude 4580 m.), 433 mm. à Hanle dans le Tibet (altitude 4610 m.).

Le mal de montagne dont souffrent les ascensionnistes est dû en partie à la fatigue; la hauteur à laquelle on l'éprouve varie considérablement pour un même individu.

Il semble qu'une adaptation soit possible à la respiration d'un air raréfié. Mais cette adaptation a des limites encore mal connues. On sait cependant [Mosso, 3] que c'est par la diminution de sa teneur en acide carbonique que l'air des hauteurs devient toxique pour les globules sanguins.

Température, loi de sa diminution en montagne. — L'abaissement de la température avec les altitudes croissantes est une des particularités les plus connues et les plus importantes du climat de montagne. Elle est le résultat de la raréfaction de l'air, dont la capacité calorifique diminue avec la densité.

La loi de l'abaissement de la température varie notablement avec les conditions locales. On estime la moyenne à environ 0°,50 pour 100 mètres d'élévation. Dans les climats à saisons thermiques, elle est plus forte en été et plus faible en hiver. A Paris, d'après les obser-

vations de la tour Eiffel, on a 0°,62 en été, 0°,50 en hiver, et comme moyenne annuelle 0°,56 [ANGOT, 4].

On peut, lorsqu'on dispose d'observations nombreuses, réaliser une figuration très intéressante des variations du refroidissement suivant l'altitude dans le courant de l'année. La figure 95 en donne un exemple. Les courbes dites *isoplètes* sont obtenues en joignant les altitudes où s'observe

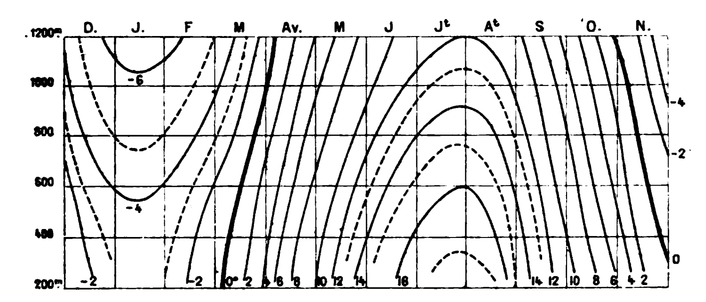


Fig. 95. — Thermo-isoplètes pour la région de Glatz (Sudètes), d'après Hann.

chaque jour la température qu'elles représentent. On voit nettement la lenteur du refroidissement avec l'altitude en hiver (3° de différence entre 400 et 1 200 m.), sa rapidité en été; on suit la propagation du réchauffement des vallées vers les hauteurs au printemps, et la marche inverse du froid à l'automne.

Dans les hautes montagnes la valeur du refroidissement suivant l'altitude dépend des conditions topographiques. L'abaissement de température est en général plus rapide sur les pentes raides et les versants tournés au Sud, plus lent sur les pentes douces, sur les plateaux et les versants tournés au Nord. L'étude des Alpes orientales a révélé à ce sujet les faits les plus curieux. Le tableau suivant emprunté à HANN [5] montre à la fois que le refroidissement est plus rapide sur le versant Sud que sur le versant Nord et que sa valeur moyenne s'abaisse considérablement dans les vallées à climat continental (Carinthie).

Abaissement de la température pour une élévation de 100 m.

	Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.
Versant Nord . . .	0°,51	0°,35	0°,60	0°,62	0°,47
Versant S. (Tyrol).	0°,60	0°,50	0°,66	0°,67	0°,57
Carinthie	0°,46	0°,26	0°,57	0°,50	0°,42

Oscillation de la température. — En général, toutes les oscillations thermiques sont amorties. Absorbant moins de chaleur, l'air raréfié des hauteurs en perd moins pendant les périodes de refroidis-

sement nocturne et hivernal. Le climat des montagnes ressemble par là en apparence au climat océanique. C'est dans les climats extrêmes des hautes latitudes que le contraste est le plus marqué à ce point de vue entre la plaine et la montagne. Mais, même dans les pays équatoriaux, on peut observer au moins l'atténuation de la variation diurne.

	PLAINE			MONTAGNE			
Pays.	Stations.	Altitude.	Amplitude.	Stations.	Altitude.	Amplitude.	Différ. d'amplit.
Amérique.	Burlington.	70 m.	27°,9	Mt Washington.	1 916 m.	22°,9	5°
Sicile. . .	Catane.	30 m.	16°,2	Etna.	2 947 m.	10°,8	5°,4
France. .	Toulouse.	190 m.	16°,4	Pic du Midi.	2 877 m.	14°,1	2°,3

Les variations diurne et annuelle ne diminuent pas régulièrement avec les altitudes croissantes. Les conditions locales du relief jouent encore ici un grand rôle. Souvent les hautes vallées ont un climat plus extrême que les plaines et ce n'est que sur les sommets qu'on trouve les faibles amplitudes. C'est ainsi que l'amplitude diurne moyenne est de 11°,6 à Genève (407 m.), de 14°,2 à Chamonix (1 033 m.) et de 3°,5 au Mont-Blanc [VALLOT, 6]. Klagenfurt à 450 mètres, mais au fond d'une sorte de bassin fermé des Alpes orientales, a une amplitude diurne plus forte que Paris (année 7°,5 à Klagenfurt, 6°,1 à Paris; printemps 9°,1 à Klagenfurt, 6°,9 à Paris). C'est la conséquence de la loi énoncée au chapitre II, d'après laquelle les surfaces convexes (sommets isolés, rebords de plateau) ont des oscillations thermiques moins fortes que les surfaces concaves (vallées, bassins). Plus on s'élève, plus ces contrastes s'accentuent.

Inversion de température. — Le régime thermique ultra-continental des dépressions a pour résultat un phénomène en appparence paradoxal. Dans la saison froide, il peut arriver que la température décroisse non pas des vallées vers les sommets, mais des sommets vers les vallées. C'est ce qu'on appelle l'*inversion de température*. Un des exemples les plus typiques qu'on puisse donner est celui du 26 décembre 1879, où l'on notait à 6 heures du matin — 15°8 à Clermont-Ferrand, ville située au bord de la plaine de la Limagne, et 4°,4 au-dessus de 0 au Puy-de-Dôme, sommet volcanique isolé s'élevant à 1 465 mètres.

L'inversion de température est la règle dans les vallées et bassins fermés des Alpes orientales. Elle est si fréquente que les moyennes mêmes de l'hiver en portent la trace dans le bassin de Klagenfurt. D'après HANN [5], on y note à 450 mètres — 4°,6; à 550 mètres

— 3°,9; à 700 mètres — 3°,6; à 1 100 mètres — 3°,6; à 1 400 mètres — 3°,9; à 2 000 mètres — 6°,3. Ainsi, une élévation de 1 000 mètres, au lieu de faire baisser la température, la relève de 0°,7.

Le grand nombre des stations météorologiques des Alpes orientales a permis à Trabert [7] de construire une carte d'isothermes assez détaillée pour mettre en évidence l'inversion de température, la réduction au niveau de la mer étant arbitrairement fixée à 0°,5 pour 100 mètres, de façon à faire ressortir les anomalies (fig. 96).

Ce phénomène en apparence paradoxal s'explique aisément, si l'on considère les conditions dans lesquelles il se produit : il dépend à

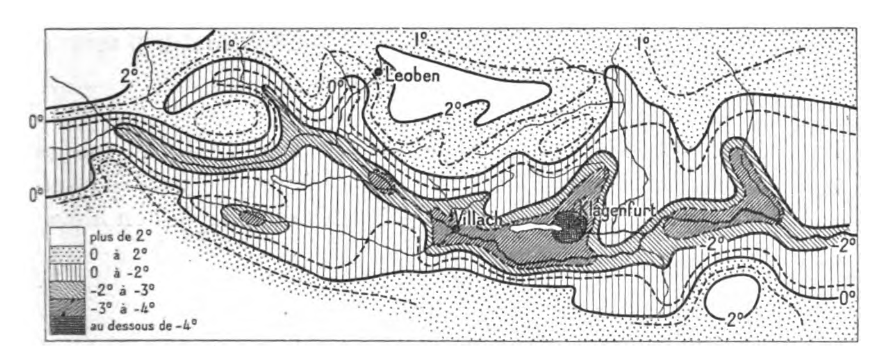


Fig. 96. — Isothermes du mois de janvier dans les Alpes de Carinthie, d'après Trabert (N. B. — La correction de 0°,5 pour 100 m. exagère les contrastes).

la fois de l'état général de l'atmosphère et de la topographie. C'est dans les vallées étroites, dans les bassins fermés ou les plaines voisines de pics isolés qu'on l'observe le plus souvent. C'est toujours pendant une période de temps calme et clair, coïncidant avec de fortes pressions, en un mot dans le régime anticyclonal, qu'il apparaît. On peut alors le constater même à Paris, où les observations de la Tour Eiffel l'ont révélé comme un fait normal. Dans l'état de calme complet de l'atmosphère, les couches refroidies descendent par leur propre poids au niveau du sol et, dans les montagnes, coulent en quelque sorte au fond des vallées qui deviennent de plus en plus froides. Le rayonnement nocturne refroidissant constamment les couches d'air voisines du sol, sans que celles-ci puissent se mélanger avec les couches supérieures, favorise la baisse progressive du thermomètre dans les dépressions. Ce régime cesse dès que des vents prononcés se dessinent et que les couches de l'atmosphère sont ainsi amenées à se mélanger.

L'inversion de température est un phénomène d'une importance capitale pour la vie dans les montagnes. Elle explique en partie

pourquoi les villages et les habitations isolées, délaissant le fond des vallées, s'établissent de préférence sur les cônes de déjection des torrents ou les terrasses et grimpent même sur les versants montagneux lorsque la pente n'est pas trop forte. Toute culture au voisinage de sa limite préfère, même en dehors des hautes montagnes, les coteaux et les endroits élevés. Dans les Alleghanys, les cultures recherchent une zone chaude, située au-dessus du fond des vallées et qu'atteignent rarement les froids rigoureux de l'hiver (*thermal belt*). Dans la province de Sao Paulo au Brésil, les plantations de café se réfugient sur les hauteurs. C'est pour la même raison que le vignoble s'étale en Suisse et en Alsace sur les hauteurs et, dans le Valais, préfère des côtes rocheuses atteignant 900 mètres au fond de la vallée situé 400 mètres plus bas.

Insolation. — L'avantage des versants sur le fond des vallées s'explique en partie par l'influence de l'*insolation*. On ne saurait comprendre les caractères particuliers du climat des montagnes en n'étu-

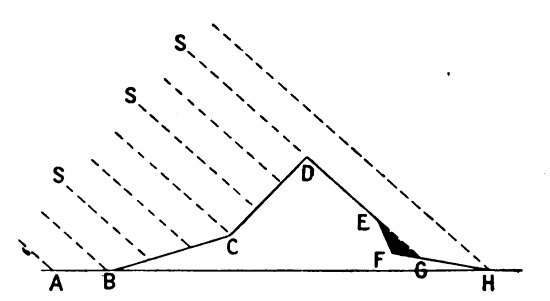


Fig. 97. — Schéma explicatif des contrastes d'insolation.

La même somme de chaleur étant distribuée par le soleil entre deux rayons équidistants SS est répartie sur une surface bien plus grande sur un sol plat (AB) ou peu incliné (BC) que sur une pente raide (CD). Mais sur le versant opposé, une pente faible suffit pour diminuer notablement la chaleur reçue, une pente égale à l'inclinaison des rayons solaires la réduit au minimum (DE), une pente plus forte (EF) l'annule; EFG est dans l'ombre.

diant que la température de l'air. L'importance de l'insolation augmente avec l'altitude, toute la chaleur non absorbée par l'air raréfié arrivant directement au sol. L'intensité de l'insolation augmente aussi avec la pente moyenne, car la quantité de chaleur reçue sur une même surface est proportionnelle à l'angle d'incidence des rayons solaires (fig. 97), il en résulte que les contrastes entre les pentes exposées à l'ombre et les versants ensoleillés croissent avec l'altitude.

Des observations faites à l'ombre dans les conditions ordinaires et au soleil avec le thermomètre à boule noire placé dans le vide, ont



Cliché A. Lorenz.

A. — LE KARWENDELGEBIRGE (ALPES BAVAROISES), PAR TEMPS DE FŒHN.

Photographie prise en ballon sur le versant Nord. Les nuages du versant Sud apparaissent sur la crête.



Cliché Emm. de Martonne.

B. — MER DE BROUILLARD, D'ORIGINE ATLANTIQUE, ENVAHISSANT LES VALLÉES DES PYRÉNÉES.

Vue prise de l'Observatoire du Pic du Midi.



Cliché Mc Adie.

C. — MER DE BROUILLARD AU-DESSUS DE LA BAIE DE SAN-FRANCISCO.

Vue prise du Mont Tamalpais.

donné des différences de 32°,8 au Gornergrat (3 140 mètres), 53°,5 à Diavolezza (2 980 m.). Des observations thermométriques simultanées faites en septembre à Bagnères-de-Bigorre et au Pic du Midi (distance horizontale 15 km.) ont montré que la différence de la température de l'air et du sol atteint en montagne près du double de sa valeur en plaine.

	Altitude.	Température Air.	Température Sol.	Différence.
	—	—	—	—
Bagnères-de-Bigorre.	551 m.	22°,3	36°,1	13°,8
Pic du Midi	2 877 m.	10°,1	33°,8	23°,7

Le climat des montagnes, qu'on compare souvent au climat polaire, en diffère profondément par l'échauffement du sol, qui permet à la végétation de se développer malgré les basses températures de l'air. C'est ce qui explique que le Faulhorn, en Suisse, sur un espace de 4,5 ha., offre au botaniste 131 espèces de phanérogames, alors quo dans tout l'archipel du Spitzberg, on en récolte à peine 93.

Si les pentes montagneuses bénéficient pendant le jour de la chaleur que l'atmosphère raréfiée ne peut absorber, elles sont réciproquement soumises la nuit à un refroidissement d'autant plus intense que l'air n'arrête pas le rayonnement. On a trouvé qu'au sommet du Mont-Blanc la valeur du rayonnement nocturne est de 95 p. 100 plus élevée qu'à Chamonix. En 1844, d'après Martins, la température de la neige du Grand Plateau atteignait — 19°,2 alors que celle de l'air n'était que de — 6°,5.

Ainsi l'oscillation diurne de la température du sol augmente avec l'altitude. Les valeurs extrêmes qu'elle peut atteindre expliquent la rapide décomposition des roches sous l'influence de dilatations et de contractions répétées journellement, et les formes hardies et déchiquetées qui caractérisent les hauts sommets.

La température de l'air ne peut manquer d'être influencée par celle du sol et elle le sera d'autant plus que les formes du terrain étendront la surface de contact du sol et de l'atmosphère. De là vient l'exagération des variations thermiques dans les vallées, leur atténuation sur les sommets isolés. Par là s'explique aisément le surchauffement des dépressions pendant l'été et leur refroidissement excessif en hiver, qui va jusqu'à l'inversion de température.

Enfin c'est encore la raison principale du contraste si souvent marqué entre les deux flancs d'une vallée. Dans nos Alpes les mots populaires d'*adret* et d'*ubac* désignent le versant tourné au midi, où les maisons grimpent très haut au milieu des prairies, et le versant

tourné au nord, qui paraît plus sombre sous son tapis de forêts respectées par l'homme. Ce contraste se retrouve partout, même dans des montagnes peu élevées comme les Vosges ou le Massif Central. Il se traduit même dans la valeur moyenne des limites d'altitude suivant l'exposition. Ainsi, dans le massif de l'Ortler, la limite moyenne des bergeries s'abaisse de 2 160 mètres sur les pentes tournées au SW. à 1 755 mètres sur les pentes tournées au NE., suivant les oscillations de la limite de la forêt, qui varie de 2 160 à 2 025 mètres et de la limite des arbres, qui descend de 2 340 à 2 170 mètres [Fritzch, 11].

L'insolation explique encore le fait bien connu que les vallées orientées du Nord au Sud sont en général plus chaudes, ont une flore plus méridionale et sont plus habitées que les vallées orientées de l'Est à l'Ouest. Dans celles-ci, en effet, un des versants est entièrement soustrait à l'insolation.

On peut essayer de déterminer mathématiquement les conditions d'insolation d'une localité. C'est là en montagne un des éléments les plus importants du climat. Dans certaines vallées profondes, la durée de l'éclairement

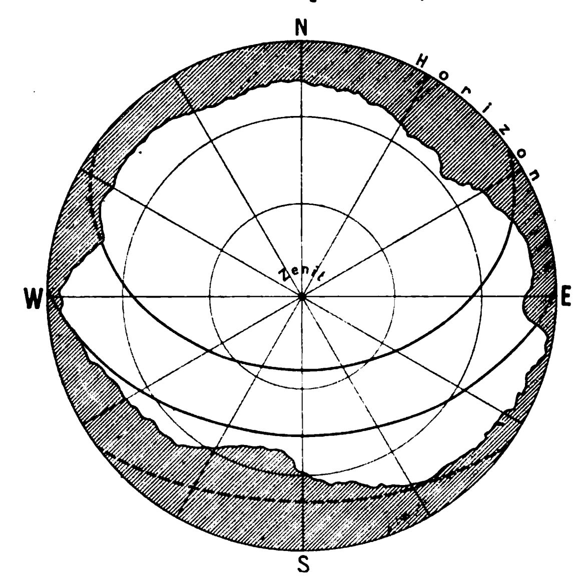


Fig. 98. — Étude de la réduction de l'insolation en montagne, d'après Peuckert (exemple de Gstatterboden, Alpes autrichiennes).

Sur un canevas représentant la voûte céleste en projection équivalente de Lambert on a tracé le profil de l'horizon montagneux (le grisé en indique l'ombre), et les courbes décrites par le soleil à l'équinoxe (courbe du milieu) ainsi qu'aux deux solstices (été en haut, hiver en bas). La courbe est marquée en trait discontinu lorsqu'elle passe au-dessous de l'horizon montagneux et que par suite il n'y a pas éclairement réel.

par un ciel sans nuage, peut être réduite de plusieurs heures. Peuckert[12], a montré qu'on pouvait calculer graphiquement cette réduction, en super-

posant le profil de l'horizon de la localité à un tracé de la courbe décrite par le soleil aux différentes saisons de l'année, pour la latitude considérée. Les canevas doivent naturellement être tracés en projection équivalente. On trouve ainsi que le jour est raccourci de 4 heures 15 minutes à Gstatterboden (35 p. 100), de 4 h. 3/4 à Hallstadt (39 p. 100), de 7 heures (60 p. 100) dans la Schneegrube du Riesengebirge.

Il est facile de se rendre compte par la même méthode appliquée à des points de latitudes différentes, que la réduction de l'insolation augmente avec la latitude. A l'équateur les pentes tournées au Nord devraient être dominées par des sommets dépassant 40° au-dessus de l'horizon pour perdre une fraction sensible de l'éclairement diurne; mais, réciproquement, les pentes tournées au Sud ne gagnent guère par leur inclinaison. *Le contraste entre les versants des montagnes au point de vue de l'insolation augmente donc, avec toutes ses conséquences, de l'équateur au pôle.*

Précipitations atmosphériques. — Si frappants que soient les contrastes thermiques entre la montagne et la plaine, ceux que présente la répartition de l'humidité sont peut-être plus significatifs. Ce qui frappe encore plus c'est la variété et l'irrégularité capricieuse de la nature montagnarde. Le brouillard enveloppe un versant, tandis que sur l'autre le soleil brille, une pluie glacée mêlée de grêle tombe avec une violence inouie, tandis qu'à quelques centaines de mètres le ciel est serein...

Un fait général bien connu domine : c'est l'augmentation de la somme annuelle des précipitations avec l'altitude. Cette augmentation est encore plus irrégulière que la diminution de la température et il est impossible d'en donner une valeur moyenne, même approximative. Les chiffres suivants, qui sont la moyenne d'un grand nombre de stations de l'Allemagne (en dehors des Alpes), peuvent donner une idée des conditions dans un climat tempéré continental :

Altitude.	0 à 200 m.	2 à 300 m.	4 à 500 m.	5 à 700 m.	700 à 1 000 m.
Pluie . .	580 mm.	650 mm.	780 mm.	850 mm.	1 000 mm.

En général, l'augmentation des précipitations est plus rapide sur les pentes raides que sur les pentes douces. Huber [15] a établi la formule suivante, qui donne la quantité de pluie annuelle en fonction de l'altitude (h) et de la pente (α) pour le canton de Bâle :

$$S = 793 \text{ mm.} + 0{,}414 \text{ h} + 381{,}6 \text{ tg } \alpha \cdot$$

Mais, comme la pluie augmente plus vite au début du mouvement ascendant de l'air, il en résulte que les pentes inférieures sont relativement plus arrosées. L'augmentation des précipitations peut se faire sentir même en plaine à 100 km. du pied d'une chaîne très élevée.

Un des exemples les plus typiques est donné par les stations suivantes situées à moins de 20 m. d'altitude dans la plaine du Gange [Hann, 1] :

	Dacca.	Bogra.	Mymensingh.	Silhet.
	—	—	—	—
Distance de l'Himalaya .	161 km.	96 km.	48 km.	32 km.
Précipitations.	191 cm.	231 cm.	274 cm.	380 cm.

On conçoit dès lors que les plus hauts reliefs ne soient pas forcément ceux qui reçoivent les plus abondantes précipitations. La pluviosité augmente en moyenne plus vite dans les montagnes relativement peu élevées (Vosges, Forêt-Noire, Bohême) que dans les grands massifs des Alpes. Le facteur le plus important de tous est cependant l'orientation par rapport aux vents pluvieux.

Presque jamais les deux versants d'une même chaîne ne reçoivent, toutes choses égales d'ailleurs, la même quantité de pluie à la même altitude. Le contraste est d'autant plus grand que la direction des vents pluvieux se rapproche de la normale à l'axe de la chaîne. C'est ainsi qu'il y a peu de différence entre le versant Nord et le versant Sud des Alpes orientales, tandis que le contraste est très marqué entre les deux versants des Vosges.

	Versant ouest				Versant est		
Stations :	Nancy.	Mire-court.	Épinal.	Le Syndicat.	Wes-serling.	Thann.	Colmar
Altitude . . . . . m.	200	279	338	620	437	238	200
Précipitations . . mm.	786	881	950	1 374	1 208	932	479

Plus instructive encore est la comparaison établie par Polis [14] en faisant la moyenne des stations situées à la même altitude de part et d'autre de la Hohe Venn, point culminant du Massif schisteux rhénan.

Zone d'altitude. . m.	0 à 100	100 à 200	2 à 300	3 à 400	4 à 500	5 à 600	6 à 700
Précipitations Ouest .	621	873	946	975		1 190	1 204
— Est . .	611	579	560	662	810	1 054	
Différence	10	294	386	313		136	

Les exemples les plus frappants de différence de pluviosité de deux versants montagneux sont ceux de l'Himalaya et des Montagnes Rocheuses qui séparent des déserts des régions les plus pluvieuses du globe (voir cartes des pluies fig. 72 et 73). C'est une des raisons qui font souvent des chaînes de montagnes des limites climatiques et des barrières importantes dans la géographie des êtres vivants.

Zone des précipitations maxima. — La pluie n'augmente pas indéfiniment avec l'altitude. L'augmentation, très rapide au début, devient

de plus en plus faible et finit même par cesser; à partir de ce moment, au fur et à mesure que l'on s'élève, la pluie diminue. Il y a donc une zone où les précipitations atteignent leur valeur maxima. La hauteur de cette zone est variable, elle est en moyenne plus basse sur les pentes raides, sur les versants directement exposés aux vents humides et dans les montagnes de deuxième ordre, c'est-à-dire partout où l'augmentation de la pluviosité est très rapide. On a malheureusement peu de données précises sur sa position. Elle atteindrait 1 300 m. dans l'Himalaya, 1 400 m. dans les Ghattes, 1 300 m. dans le Schwarzwald. Ce sont là des cas exceptionnels, soit à cause de la richesse extraordinaire des précipitations, soit à cause de la faible altitude maximum.

Dans les Hautes Alpes, il semble que les précipitations augmentent jusqu'à 2 000 m. Dans le Massif Central, on peut affirmer, d'après les observations faites à l'Aigoual, que l'augmentation se fait sentir jusqu'à 1 500 m.

Il y aurait un grand intérêt à préciser ces données. La zone des précipitations maxima paraît correspondre dans nos régions tempérées à la zone de la limite de la forêt et pourrait rendre compte de sa position. La diminution des précipitations explique le caractère sec de la végétation des hauts sommets alpins. Sur les cimes des montagnes des pays tropicaux, où les neiges éternelles n'apparaissent qu'au delà de 4 000 m., ce qu'on trouve au-dessus de la forêt, c'est une zone de plantes grasses et épineuses, une végétation subdésertique (Kilimandjaro, Kenia, Aconcagua). Dans nos climats mêmes, où les neiges éternelles descendant plus bas empêchent le développement d'une zone semblable, on constate cependant chez les plantes de nos prairies alpines quelques caractères des plantes de steppes : feuilles réduites, charnues, poilues, tapies au ras du sol.

La sécheresse des hauts sommets explique encore la tendance générale au climat steppique ou désertique sur les hauts plateaux de la zone tropicale. Cette sécheresse permet aux hautes vallées du Pamir et du Tianchan d'être libres de neige et fréquentées en hiver par les nomades Kirghiz et Baginzé.

Humidité relative. — La diminution des précipitations au delà d'une certaine altitude s'explique par les conditions de l'humidité de l'air. Si la densité de l'atmosphère s'abaisse rapidement, sa teneur en vapeur d'eau décroit encore plus vite dans les hautes altitudes. A 1 000 m., l'air ne contient plus que 73 p. 100 de la vapeur d'eau qu'il renferme en moyenne au niveau de la mer, — à 2 000 m., 49 p. 100, — à 3 000 m., 35 p. 100, — à 4 000 m., 24 p. 100. L'augmentation des précipitations avec l'altitude est due au mouvement ascendant de l'air et au refroidissement qui amène la saturation. La décroissance rapide de l'humidité absolue arrive à compenser l'influence de l'abaissement de température sur l'humidité relative. Au delà d'une certaine hauteur, l'air peut être constamment voisin du point de saturation, mais il l'atteint difficilement et la condensation ne peut fournir qu'une faible quantité d'eau. La pluie est aussi fréquente sur les hauts sommets que sur les hauteurs moyennes, sinon plus ; c'est la somme des

précipitations qui diminue. L'expérience du montagnard est conforme à ce principe; il sait que les grandes averses se produisent dans les vallées et non pas sur les crêtes les plus élevées. Là haut, il pleut souvent, mais peu ; le brouillard est plus fréquent.

L'humidité relative est sujette en montagne aux variations les plus brusques et, en apparence les plus capricieuses. Ces variations augmentent avec l'altitude. A des périodes de sécheresse, où la peau gerce et les ongles cassent comme dans un désert, succèdent, avec une bouffée de vent ascendant, des brouillards pénétrants.

La nébulosité n'est pas, comme on le croit généralement, toujours plus forte en montagne que dans les plaines. En Europe, le ciel est toujours plus pur en hiver sur les hauts sommets et c'est seulement en été que la montagne se montre partout plus nébuleuse. Citons à titre d'exemple les chiffres suivants [HANN, 1] :

	Altitude moyenne.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Année.
Plaine suisse. . .	420 m.	7,3	5,8	5,2	6,2	6,1
Vallées du Tyrol .	1 300 m.	4,6	5,8	5,4	5,2	5,2
Haut Tyrol. . . .	1 830 m.	3,7	4,6	5,0	4,2	4,4
Sonnblick	3 100 m.	5,2	7,1	7,3	6,2	6,5

La limpidité du ciel en hiver favorise l'insolation et explique l'établissement des sanatoria d'altitude dans certaines hautes vallées particulièrement ensoleillées. Par des températures de 10° au-dessous de 0, on y reste assis au soleil.

Limite des neiges éternelles. — Les précipitations ont souvent lieu dans la haute montagne sous forme neigeuse et, au delà d'une certaine altitude, la chaleur de l'été est insuffisante à fondre complètement ces neiges qui s'accumulent sur le sol. La limite des neiges éternelles est une des limites d'altitude les plus importantes. Elle sépare deux mondes aussi différents au point de vue physique qu'au point de vue biologique. Non seulement, en effet, toute trace apparente de vie végétale et animale disparaît dans le domaine des neiges, mais les agents destructeurs du sol et les formes de relief s'y présentent tout autrement que dans la zone inférieure.

La hauteur de la limite des neiges éternelles dépend avant tout de la température. Théoriquement elle correspond à la zone où la moyenne de l'été reste en dessous de 0°; elle doit donc s'abaisser de l'équateur au pôle. En réalité, son altitude moyenne la plus élevée est plus voisine des tropiques que de l'équateur. Ce seul fait indique que les précipitations ont une importance aussi grande que la température.

Le rôle de ces deux facteurs apparaît nettement lorsque l'on compare l'altitude moyenne de la limite des neiges éternelles avec les températures et les précipitations moyennes aux différentes latitudes



(fig. 98 *bis*). La courbe représentant l'altitude des neiges éternelles apparaît comme la résultante de celles des températures et des pluies.

L'influence des précipitations paraît souvent prépondérante lorsqu'on étudie un massif montagneux; le versant le plus pluvieux est toujours celui où la limite de neiges éternelles est la plus basse, même si ce versant est le plus chaud. C'est ainsi que les neiges éternelles descendent jusqu'à 4500 m. sur le versant Sud de l'Himalaya,

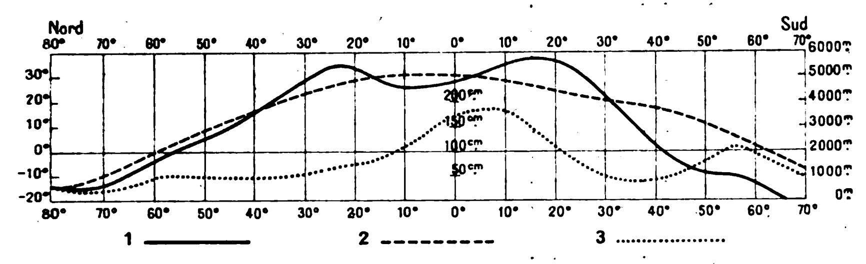


Fig. 98 *bis*. — Altitude moyenne de la limite des neiges éternelles (1), comparée à la température moyenne (2) et aux précipitations moyennes (3), d'après PASCHINGER [31].

Échelle des altitudes pour 1 à droite, échelle des températures (2) à gauche, échelle des précipitations en centimètres au milieu.

exposé à la mousson pluvieuse, et à 5800 m. seulement sur le versant Nord, tourné vers les déserts de l'Asie centrale. Dans le Caucase occidental, la limite des neiges est à 2900 m. sur le versant Sud, à 3400 m. sur le versant Nord. Dans les Alpes occidentales, la limite est plus basse que dans les Alpes orientales, qui sont moins arrosées. Le même contraste existe entre les chaînes extérieures et les chaînes intérieures, les premières recevant des précipitations plus abondantes (Oberalpstock, 2600 m.; Dent du Midi, 2900; Finsteraarhorn, 2950 m.; Mont Rose, 3260 m.; d'après JEGERLEHNER [20]).

L'insolation est aussi un facteur important à considérer. Dans les montagnes de l'Europe centrale et orientale, où l'excès de pluviosité du versant Ouest est moins marqué, l'enneigement descend plus bas sur les pentes exposées à l'Est, qui ne reçoivent que le soleil du matin.

Limite des neiges éternelles.

(On a indiqué pour chaque massif : la latitude moyenne, — la température moyenne annuelle au niveau de la mer (T), — la hauteur moyenne des précipitations au voisinage en mm. (P), — la hauteur maximum en mètres (H). Les données T et P n'ont qu'une valeur très approchée et sont destinées à montrer les relations de la limite des neiges éternelles avec la température et l'humidité.)

Massif.	Lat.	T.	P.	H.	Limite.
Rouvenzori	0°,30	25°	1 500	5 200	4 500
Kilimandjaro, versant Sud	3°	25	750	6 000	5 380
— — Nord					5 800
Popocatepetl	18°	25	1 500	5 400	4 600
Andes de l'Équateur	5°	25	1 500	6 300	5 000
Andes du Pérou	15°	20	300	6 700	5 500
Andes du Chili	45°	12	700	4 000	1 700
Aconcagua	33°	15	300	7 300	4 000
Nouvelle Zélande	43°	13	750	3 700	2 300
Himalaya E., versant Sud	28°	23	2 000	8 840	5 200
Himalaya central	30°	22	1 500	7 820	4 500
Hindoukouch	34°	20	300	7 700	4 800
Karakoroum, versant Nord	35°	15	200	8 620	5 800
Kouenlun	36°	15	200	7 300	5 200
Tian-chan	42°	8	200	6 500	4 000
Ararat	40°	15	200	5 160	4 400
Caucase occidental	43°	12	1 000	3 000	2 900
Caucase oriental, versant Nord	42°	15	300	5 630	3 500
— — — Sud					3 900
Alpes calcaires orientales	46 à 48°	10	750	3 000	2 500
— Saentis				2 500	2 400
Alpes centr. Tauern				3 790	2 750
— Oetzthal				3 780	2 900
— Finsteraarhorn				4 725	2 950
— Mont Rose				4 638	3 260
Mont Blanc	46°			4 810	3 000
Alpes calc. S. Dolomites	46°			3 370	2 700
Alpes Juliennes	46°			2 864	2 600
Pyrénées, versant Nord	43°	13	500	3 400	2 800
Altaï	50°	0	300	3 350	2 300
Kamtchatka	56°	0	700	4 800	1 600
Sierra Nevada (Cal.)	37°	15	1 000	4 540	3 900
Rocky mountains (U. S.)	38°	13	300	4 400	4 200
Rocky mount. (Canada)	50°	5	500	3 250	2 300
Norvège, Jostedalsbrae	60 à 61°	5	750	2 000	1 600
— Jotunheim				2 560	1 900
— Folgefon				1 650	1 500
Islande (NW), Drangejök	66°	2	1 000	1 300	600
— (SE), Vatnajök	64°		500	1 800	1 000
Alaska	60°	0	2 000	5 500	600
Groenland Est	75°	0	100	3 500	1 100
— Ouest	71°	— 5	500	2 000	900
Nouvelle Zemble	73°	— 10		1 500	600
Spitzberg	78°			1 500	500

La variation de l'enneigement suivant la saison a été étudiée avec soin dans les montagnes de l'Allemagne moyenne et dans les Alpes orientales [KERNER, 19]. Le recul de la limite des neiges varie suivant l'exposition.

Alpes or., versant Sud. .	Jv. 650 m.	Av. 1270 m.	Jt. 2680 m.	Sept. 3210 m.
— versant Nord.	— 590 m.	— 1100 m.	— 2470 m.	— 2760 m.

On ne saurait trop insister sur l'intérêt des observations relatives à l'enneigement et à la limite des neiges éternelles. Les variations locales de cette limite sont parallèles à celles de la limite de la forêt et avec celles de la zone des précipitations maxima. Leur connaissance peut nous aider à comprendre les conditions des phénomènes glaciaires de la période quaternaire. L'extension des anciens glaciers a été due en effet à un abaissement de la limite des neiges éternelles.

Pour déterminer la limite moyenne des neiges éternelles, un grand nombre d'observations sont nécessaires. Elles doivent être faites pendant le mois où l'enneigement est le plus réduit (généralement septembre) et, pour avoir une valeur climatologique, doivent se rapporter à des pentes découvertes, exposées au soleil et au vent. Des flaques de neige pérenne peuvent en effet se trouver dans des ravins étroits, ou sur des pentes qui ne voient presque jamais le soleil à des altitudes très basses. C'est pourquoi on a proposé de distinguer une limite inférieure ou *orographique* et une limite supérieure ou *climatique* (RATZEL, 18). La seconde est la seule qui présente un réel intérêt.

La méthode de l'observation directe est d'une application délicate dans les hautes montagnes, quand les glaciers occupent toutes les surfaces où la raideur des pentes n'empêche pas l'accumulation de la neige (Hautes Alpes). On a proposé d'employer dans ce cas une méthode indirecte fondée sur l'étude même des glaciers figurés par des cartes précises. La limite des neiges éternelles doit théoriquement correspondre à celle du névé et du glacier d'écoulement (cf. 1re partie, ch. VIII). Selon KUROWSKI [20], son altitude est donnée par la hauteur moyenne du glacier, calculée d'après la carte. Les résultats d'ensemble obtenus pour la Suisse sont assez satisfaisants, mais les valeurs obtenues pour chaque glacier sont souvent contestables. Une autre méthode plus simple, proposée par HESS [32], fixe la limite du névé au point où la surface du glacier commence à devenir nettement bombée par suite de la fusion sur les bords. Les résultats, d'apparence moins précise, sont peut-être plus rapprochés de la réalité, à condition de disposer de très bonnes cartes en courbes.

Les vents. Brise de montagne et de vallée. — Les reliefs montagneux modifient les caractères des grands courants de l'atmosphère; ils peuvent même créer des vents locaux.

Tels sont les vents quotidiens connus sous le nom de *brises de montagne* et *de vallée*, qui, par un temps calme, alternent avec la régularité des brises de terre et de mer. C'est vers 9 heures du soir que s'élève généralement la brise de montagne, vent froid, qui semble apporter l'air glacé de la région des neiges éternelles. Elle dure toute la nuit et cesse vers le matin. Entre 9 heures et 11 heures. commence à souffler en sens contraire un vent qui enfile la vallée

en remontant vers la montagne et qui augmente d'intensité pendant toute l'après-midi, pour cesser au coucher du soleil. C'est une brise chaude et humide. Par un temps clair, alors que les cimes se détachent au lever du jour dans un ciel bleu immaculé, on la voit dès 11 heures rassembler et pousser vers la montagne tout un cortège de petits nuages, qui grossissent insensiblement et finissent par cacher les sommets. Dans l'après-midi le mouvement s'arrête, on voit les nuages revenir vers la plaine et se dissiper sous l'influence de la brise de montagne, vent descendant et par suite sec.

Des noms locaux indiquent l'importance que le montagnard attache à ces vents réguliers. Sur les lacs italiens, au pied des Alpes, la *Breva* désigne la brise de vallée, le *Tivano* la brise de montagne, qui tour à tour poussent les barques d'une rive à l'autre. Dans le Tyrol, on connaît l'*Oberwind* et l'*Unterwind*. Dans la Drôme. le *Pontias* est le vent qui débouche des gorges des torrents, froid et sec. En Alsace, le *Thalwind* est également un vent froid descendant, dont la violence est particulièrement marquée au débouché de la vallée de Munster. Sur le lac de Genève, la brise de montagne, venant du Jura, s'appelle le *Joran*.

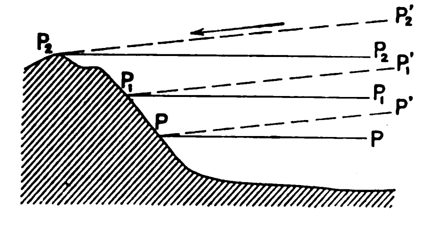


Fig. 99. — Explication théorique de la brise de vallée.

PP, P_1P_1, surfaces d'égale pression dans l'état d'équilibre atmosphérique. P'P, P'_1P_1, P'_2P_2, surfaces d'égale pression inclinées vers la montagne par suite de la dilatation plus forte de la colonne atmosphérique en plaine, d'où résulte l'écoulement de l'air dans le sens de la flèche.

La cause des brises de montagne et de vallée est analogue à celle des brises de terre et de mer (fig. 99). Pendant le jour, l'échauffement de l'atmosphère amène une dilatation plus sensible en plaine, où la colonne atmosphérique est plus épaisse, qu'en montagne, où elle est plus réduite. Par suite la pression est plus forte à égale altitude au-dessus de la plaine, les surfaces d'égale pression sont donc inclinées vers la montagne et l'air s'écoule dans ce sens. La nuit amène le phénomène inverse : refroidissement et contraction de la colonne atmosphérique plus sensible en plaine, par suite écoulement de l'air des hauteurs vers les dépressions.

On conçoit qu'un pareil régime ne puisse subsister que par un temps calme. Les mouvements généraux de l'atmosphère, déterminés par le voisinage des dépressions barométriques, le font disparaître. L'alternance régulière des brises de montagne et de vallée est à juste titre considérée par le montagnard comme un indice de beau temps ; elle coïncide en effet avec les hautes pressions et le régime anticyclonal. Quand elle cesse, on conjecture avec raison un changement de temps.

Le Foehn. — On donne le nom de *Foehn*, dans les vallées de la Suisse et du Tyrol, à un vent de direction constante qui souffle en

descendant de la montagne pendant plusieurs jours avec une violence croissante. Son influence sur la vie physique et organique a depuis longtemps attiré l'attention, non seulement des savants, mais même du paysan, qui connaît ses effets puissants et sait prévoir son arrivée.

Un ciel d'un bleu éclatant, d'une transparence idéale, où les crêtes les plus éloignées offrent un profil violacé d'une netteté surprenante, un léger voile de nuages sur les cimes, qui se colore au soleil couchant de teintes fantastiques, une nuit chaude et lourde traversée par de brusques coups de vent froid et troublée par les détonations des avalanches, tels sont les symptômes avant-coureurs du *foehn*. Le lendemain le vent se lève en tempête. Les torrents gonflés par la fonte des neiges se précipitent, roulant des blocs énormes, des arbres entiers; les avalanches tonnent de tous les côtés. A l'approche du foehn, le hameau alpestre se replie sur lui-même; on se hâte de rentrer les troupeaux; on éteint les feux, car une étincelle suffirait pour amener un incendie, tant la sécheresse est grande.

Si le foehn est un hôte redoutable, capable d'amener des désastres, ses effets sont parfois bienfaisants. Au printemps, il hâte la fonte des neiges et permet de bonne heure aux troupeaux l'accès des pâturages. Le paysan dit qu'un jour de foehn vaut 15 jours de soleil. Dans les vallées étroites, qui ne bénéficient guère de l'insolation, le foehn permet les cultures; lorsqu'il tarde à apparaître, les récoltes sont compromises. A la fin de l'automne, c'est encore le foehn qui mûrit les raisins du canton des Grisons et les épis de maïs du Vorarlberg. Les îlots de végétation à caractère méridional, observés en Suisse et dans le Tyrol (environs d'Innsbrück) sont dus à l'influence du foehn.

Quelques chiffres donneront une idée précise des modifications brusques apportées par le foehn dans l'état de l'atmosphère.

A Bludenz, le 16 février 1867, on notait les températures suivantes : 6 heures du matin, 12°5; — 2 heures ap. midi, 17°; — 10 heures, 14°.

L'humidité relative tombait à 26 p. 100 (6 h.) et 21 p. 100 (2 h.).

Le 1er février 1869 le thermomètre monta jusqu'à 19°3, l'humidité relative s'abaissa à 14 p. 100; la température était supérieure de 15°7, l'humidité était inférieure de 58 p. 100 à la normale.

L'importance du foehn pour l'économie alpestre lui a valu d'être l'objet de recherches concluantes sur son origine [24, 25, 26]. On a constaté que ce vent coïncide toujours avec une période où de hautes pressions règnent sur le monde méditerranéen, tandis que

de basses pressions envahissent l'Europe NW. (fig. 100). Le foehn n'est donc qu'un courant déterminé par la position des grands centres d'action de l'atmosphère, mais modifié par l'influence du relief du sol.

La violence est un caractère qui lui est commun avec tous les vents amenés à souffler normalement à un relief élevé (Bora, Mistral, vent d'autan). Il se produit une sorte de stagnation de l'air en arrière, mais le vent se précipite comme un tourbillon de l'autre côté, tel un courant fluvial ayant à franchir une barre rocheuse. La descente du foehn sur le versant suisse est comparable à une sorte de cascade. La violence du vent augmente vers l'aval ; elle est très réduite au sommet de la montagne et, sur le versant italien, le vent est souvent à peine sensible.

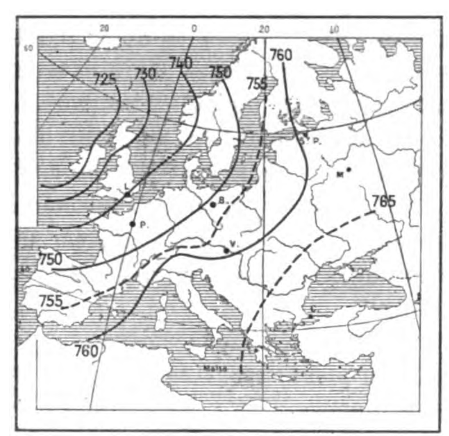


Fig. 100. — Situation atmosphérique déterminant le foehn (31 janvier 1885), d'après Hann.

La sécheresse et la haute température du foehn ont été particulièrement bien expliquées par Hann [25]. On remarque toujours que le temps clair et sec qui règne sur le versant suisse correspond à une période de fortes pluies et un temps très nuageux du côté italien. La température est aussi beaucoup plus basse sur le versant Sud et diminue beaucoup plus lentement sur le versant Nord.

Le schéma suivant (fig. 101) peut aider à comprendre le mécanisme du phénomène. L'air, animé d'un mouvement ascendant sur le versant Sud, se refroidit plus lentement qu'il ne se réchauffera en descendant sur le versant Nord. En effet, dès qu'il atteint l'altitude OH^1, à laquelle la vapeur d'eau dont il est chargé commence à se condenser, il est réchauffé par la condensation, qui, comme on le sait, dégage de la chaleur (6° pour 1 kg. d'eau) ; en sorte qu'il arrive au point culminant H^2 à la température OT^2. Sur le versant Nord, l'air descendant ne contient plus que très peu de vapeur d'eau ; il se réchauffe dans sa descente suivant la même loi qui réglait son refroidissement dans la montée avant que la condensation eût commencé. La courbe de sa température est donc représentée par BT^3, parallèle à AT et l'on voit qu'il arrivera à une altitude correspondante à celle du versant opposé, avec une température beaucoup plus élevée (OT^3 au lieu de OT).

En même temps qu'il se réchauffe en descendant, l'air devient plus sec,

l'humidité relative, très forte encore à l'altitude OH^2, tombe de plus en plus.

L'expérience confirme la théorie. Pendant vingt jours de foehn on a

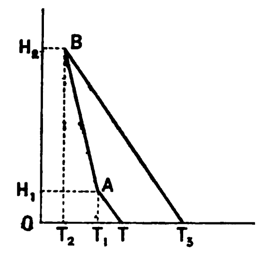


Fig. 101. — Explication théorique de la chaleur du foehn.

Températures portées en abscisses, altitudes en ordonnées. — TAB, courbe de la température de l'air dans son mouvement ascendant sur le versant S. des Alpes ; BT_3, courbe de la température de l'air dans son mouvement descendant sur le versant Nord.

observé à 8 heures du matin les différences suivantes de température et d'humidité entre Milan et Bludenz :

	Température.	Humidité relative.
	—	—
Milan	3°,2	96 p. 100
Bludenz	11°,1	29 —

La différence de température et d'humidité entre les deux versants, très faible au voisinage des cimes, croît au fur et à mesure qu'on descend dans les deux sens.

Extension du foehn, chinook, vent d'autan. — Le foehn est surtout commun dans les hautes vallées de la Suisse et du Tyrol, entre Genève et Innsbrück. Dans le bas Valais et sur le lac de Genève il est connu sous le nom de *vaudaire*. Des vents analogues par leurs causes et leurs caractères existent dans toutes les montagnes. En Nouvelle Zélande, au Groenland, en Perse, au Japon, on a signalé des cas de foehn typiques [27, 28].

Sur le versant oriental des Montagnes Rocheuses, les Indiens donnent le nom de *chinook* à un vent de montagne sec et chaud soufflant de l'Ouest, qui a tous les caractères du foehn [Ballou, 29]. En un jour, le *chinook* fait monter le thermomètre de — 10° à + 20°. Non seulement la neige, épaisse d'un pied, fond entièrement, mais au bout de peu de temps l'herbe est devenue sèche, au point qu'on n'y voit pas la trace du pied. C'est grâce à ce vent que la limite polaire des céréales, qu'on trouve dans le Canada oriental à la latitude de Bordeaux, remonte jusqu'au lac Athabasca au pied des Montagnes Rocheuses, par 60° de latitude. Les isothermes d'hiver font toutes un crochet significatif vers le Nord, en abordant la zone du *chinook*. De fortes pluies et un temps froid sur la côte Pacifique accompagnent toujours le chinook sur le versant occidental des Montagnes Rocheuses.

Les vallées du versant Nord des Pyrénées centrales sont visitées par un vent sec et violent ayant tous les caractères du foehn. Le vent d'*autan*, dont nous avons déjà parlé (p. 158), est aussi une sorte de foehn. Sa violence et sa sécheresse sont particulièrement sensibles sur le plateau du Sidobre et dans

la plaine de Castres, où il dessèche les mares, tarit les sources et fait éclater les chênes. Au même moment le versant méditerranéen du Languedoc a un temps humide, nuageux et même parfois pluvieux, avec un vent de même direction appelé le *marin* [E. DE MARTONNE, 30].

Principaux types de climat de montagne. — Sous l'influence de causes identiques (raréfaction de l'air, diminution de l'humidité absolue, action du relief sur les mouvements de l'atmosphère), le climat de toutes les montagnes offre des caractères communs. Les lois générales, qui diversifient les climats suivant la latitude et la répartition des terres et des mers, ne peuvent cependant cesser de se faire sentir. Nous indiquerons brièvement les principales variations qui en résultent.

Dans la zone tropicale, le climat de montagne présente deux particularités intéressantes : 1° par suite des hautes températures qui règnent au niveau de la mer toute l'année, l'isotherme de 0° se trouve toujours à une très grande altitude, bien au-dessus de la zone des précipitations maxima. Il en résulte le développement d'une zone sèche de caractère steppique, entre la limite des arbres et celle des neiges éternelles. — 2° Les rayons solaires étant pendant la plus grande partie de l'année voisins de la verticale à midi, la pente du sol n'augmente pas sensiblement l'insolation, et même les pentes raides exposées au midi reçoivent moins de chaleur que les surfaces planes. Par contre le versant opposé perd beaucoup moins que dans les hautes latitudes. Les contrastes d'exposition des versants montagneux sont donc peu marqués. Ce sont les différences de pluviosité, qui expliquent presque exclusivement les différences de la végétation sur les deux flancs d'une chaîne. C'est la pluviosité qui règle la hauteur de la limite des neiges éternelles, beaucoup plus basse dans les régions humides, plus basse même dans les climats équatoriaux que dans les climats tropicaux.

C'est dans la zone tempérée et froide que le climat de montagne offre les particularités les plus curieuses. Il est caractérisé par la concordance générale de la zone des précipitations maxima avec le commencement de la zone froide. Ce fait a une très grande importance au point de vue de l'érosion et du relief du sol ; il n'en a pas moins au point de vue de la végétation, car il amène la disparition de la zone désertique, qui caractérise les montagnes des pays tropicaux.

Mais la différence capitale avec le climat des régions tropicales est dans l'importance prise par l'insolation. Par suite de l'obliquité des rayons solaires, les pentes bien exposées bénéficient d'une insolation



plus forte que les surfaces planes; mais, par contre, les pentes tournées au Nord sont sacrifiées. Les contrastes d'exposition jouent donc un rôle de plus en plus important. La diversité qui caractérise le climat de montagne dépasse tout ce que peut imaginer l'habitant des plaines. Suivant leur orientation, la raideur plus ou moins grande de leur pente, deux vallées voisines peuvent avoir à la même altitude des climats entièrement différents. Dans la même vallée le contraste est souvent plus grand entre les deux versants.

C'est dans la zone tempérée et froide que les vents locaux prennent en montagne une importance décisive. Le foehn ne paraît pas connu dans les contrées tropicales; le chinook, qui en est l'équivalent dans les Montagnes Rocheuses, perd de plus en plus ses caractères au fur et à mesure qu'on avance vers le Sud.

---

1. — HANN (J.). Handbuch der Klimatologie, 3e édition, t. I, p. 194-320. Étude d'ensemble la plus complète du climat de montagne.

2. — JOURDANET. Influence de la pression de l'air sur la vie de l'homme, climats d'altitude et climats de montagne. Paris, 1876.

3. — MOSSO (A.). Fisiologia dell' uomo sulle Alpi. Milano, 1897, in-8°, 374 p., 49 phot.

4. — ANGOT (A.). Sur la décroissance de la température de l'air avec la hauteur. *CR. Ac. Sc.*, CXV, 1892, p. 1272-1273.

5. — HANN (J.). Die Temperaturverhältnisse der Oesterreichischen Alpenländer. *Sitzber. Ak. Wiss. Wien*, 1884, t. LXX, Abteil. II (cf. Wärmeverteilung in den Ostalpen, *Z. D. u. O. Alpenver.*, 1886, p. 48).

6. — VALLOT (J.). Variation de la température, de la pression et de la vapeur d'eau au Mont-Blanc et aux stations inférieures d'après les observations de 1887. *An. Observatoire du Mont-Blanc*, t. I, 1893, p. 25-45.

7. — TRABERT. Isothermen von Oesterreich. *Denkschr. Ak. Wiss. Wien*, t. LXXIII, 1901, p. 347-463, 4 pl.

8. — MACHAČEK. Zur Klimatologie der Gletscherregion der Sonnblickgruppe. *Jber. Sonnblickver.*, VIII, 1899, 34 p., 2 pl. — Cf. J. HANN. Luftdruck und Temperaturverhältnisse auf dem Sonnblickgipfel. *Sitzber. Ak. Wiss. Wien*, t. C, 1891, Abteil. II a, p. 367-452, et : Die Verhältnisse der Luftfeuchtigkeit auf dem Sonnblickgipfel. *Ibidem*, t. CIV, 1895, Abteil. II a, p. 351-401.

9. — ASSMANN (R.). Der Einfluss der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. *Forsch. zur D. Landes- und Volkskunde*, t. I, 1886, p. 311-388.

10. — KERNER (F.). Die Aenderung der Bodentemperatur mit der Exposition. *Sitzber. Ak. Wiss. Wien*, t. C, 1891, Abteil. II a, p. 704-729, 2 pl.

11. — FRITZSCH (M.). Höhengrenzen in Ortleralpen. *Wiss. Veröffentlichungen Ver. für Erdkunde Leipzig*, II, 1895, p. 107-292, pl. 4-6.

12. — PEUCKERT (K.). Der Bergschatten, die Einschränkung solarklimatologischer Faktoren durch ein Bergprofil und ihre graphische Ermittelung. *Verh. 12. D. Geographentages Jena*, 1897, p. 226-252.

13. — MOLDENHAUER (P.). Die geographische Verteilung der Niederschläge in NW. Deutschland. *Forsch. zur D. Landes- und Volkskunde*, IX, 1896, p. 305-372, 1 carte.

14. — POLIS (P.). Die Niederschlagsverhältnisse der mittleren Rheinprovinz und der Nachbargebieten. *Forsch.*, XII, 1899 p. 1-96, 9 pl., cartes.

15. — HUBER (R.). Die Niederschläge im Kanton Basel in ihrer Beziehung zu den orographischen Verhältnissen. *Dis. Basel.* Zürich, 1894, in-4°, 20 p.

16. — MEYER (H.). Der Kilimandscharo, Reisen und Studien. Berlin, 1900.

17. — ERK. Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags am Nordabhang der Bayerischen Alpen. *Met. Z.*, 1887, p. 55.

18. — RATZEL. Die Schneedecke besonders im Deutschen Gebirge. *Forsch. zur D. Landes- und Volkskunde*, IV, 1890, p. 107-277, 1 pl., 28 fig. (cf. KLENGEL. Die historische Entwickelung des Begriffs der Schneegrenze. *Mit. Ver. für Erdkunde Leipzig*, 1899).

19. — KERNER VON MARILAUN (Fr.). Untersuchungen über die Schneegrenze im Gebiete des mittleren Innthales. *Denkschr. Ak. Wiss. Wien*, t. LIV, 1888, Abteil. II, p. 1-62, 1 pl.

20. — JEGERLEHNER. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Beitr. zur Geophysik*, V, 1902, p. 486-568, pl. 2-3 (cf. KUROWSKI. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *G. Ab.*, V, 1891, p. 115-160).

21. — CHAIX. Théorie des brises de montagne. *Le Globe*, XXXIII, 1894, p. 105.

22. — BILLWILLER. Der Thalwind der Oberengadin. *An. Schw. Alpenclubs* 1893 (cf. *Met. Z.*, 1896, p. 129).

23. — BERNDT (G.). Der Alpenfoehn in seinem Einfluss auf Natur und Menschenleben. *P. M. Erg.*, N° 83, 1886.

24. — DUFOUR. Recherches sur le foehn du 25 septembre 1866 en Suisse. *Bul. Soc. Vaudoise Sc. nat.*, Lausanne, IX, 1868.

25. — HANN (J.). Ueber den Foehn in Bludenz. *Sitzber. Ak. Wiss. Wien.* 1882, t. LXXXV, Abteil. II, p. 416-440 (cf. Zur Frage über den Ursprung des Foehns. *Z. für Met.*, 1866, I, p. 257).

26. — PERNTNER. Ueber Häufigkeit, Dauer und Eigenschaften des Foehn in Innsbrück. *Sitzber. Ak. Wiss. Wien*, mai 1895, t. CIV, Abteil. II a, p. 427-461.

27. — PAULSEN (AD.). Ueber die Milden Winde im Grönländischen Winter. *Met. Z.*, 1889, p. 241-249 (cf. HOFFMEYER, *Z. Oest. Ges. f. Met.*, I, p. 259).

28. — THOLOZAN. Sur les vents du Nord de la Perse et sur le foehn du Gilan. *CR. Ac. Sc.*, t. C, 1885, p. 607-611.

29. — BALLOU (H. M.). The Chinook Wind. *American Met. J.*, IX, 1893, p. 541. Cf. A. T. BURROWS. The Chinook Winds. *US. Dep. Agric. Yearbook*, 1902.

30. — MARTONNE (E. DE). Note préliminaire sur le vent d'autan. *Bul. Soc. G. Montpellier*, 1907, p. 100-114, 5 fig. Cf. Contribution à l'étude du vent d'autan, *ibidem*, 1909.

31. — PASCHINGER (V.). Die Schnegreenze in verschiedenen Klimaten. *P. M. Erg.* 173, 1912, 93 p., 5 pl.

32. — HESS (H.). Die Gletscher. Braunschweig, 1904, in-8°, 426 p.

TROISIÈME PARTIE

L'HYDROGRAPHIE

TROISIÈME PARTIE

L'HYDROGRAPHIE

CHAPITRE PREMIER

LES OCÉANS.
RELIEF. — TEMPÉRATURE. — SALINITÉ

Historique. — L'étude des océans est la partie de la géographie physique qui semble être arrivée le plus anciennement à une conscience nette. Chez Aristote et Pline on trouve déjà des idées très justes. L'Océanographie est incontestablement la partie la plus scientifique de la *Geographia generalis* de Varenius. La fin du XVII[e] siècle vit les premières expériences de Marsigli dans la Méditerranée. Le XVIII[e] siècle, avec ses grands voyages de circumnavigation, le XIX[e] siècle, avec l'immense développement des communications mondiales, nous montrent l'étude des mers servant de point de départ à la plupart des recherches touchant la vie du globe (météorologie, zoologie, géologie, etc.). Actuellement encore les atlas océanographiques de la Deutsche Seewarte sont parmi les atlas météorologiques les plus détaillés, et c'est dans les archives des grandes expéditions marines que les zoologues vont chercher la plupart des mémoires originaux.

La liaison de l'océanographie avec toutes les sciences physiques et naturelles s'affirme de jour en jour, tandis que son utilité pratique pour les marins apparaît de plus en plus nettement. C'est à coups de sonde que se guident les transatlantiques à l'approche des continents, et le thermomètre devient un auxiliaire indispensable du pêcheur. Aussi les recherches océanographiques ont-elles tendu à prendre la forme de grandes expéditions scientifiques organisées par des services d'état ou des sociétés puissantes, en vue de l'étude de tous les problèmes de la vie du globe. Depuis 1870 environ, toutes les mers ont été sillonnées ainsi par des croisières méthodiques. Les Anglais et les Américains ont naturellement joué le plus grand rôle. La campagne du *Tuscarora* (1874-76) nous a fait connaître le Pacifique. La croisière du *Challenger* (1873-76) a parcouru tous les océans et donné lieu à la publication de 50 gros volumes. Les campagnes des navires allemands

Gazelle (1875-76) et *Valdivia* (1898-99) dans l'Atlantique, le Pacifique et l'océan Indien ont été aussi fructueuses. La France a surtout marqué sa trace dans l'Atlantique (*Travailleur* en 1881 et *Talisman* en 1883). C'est au navire autrichien *Pola* que nous devons tout ce que nous savons sur la mer Rouge. Suédois et Norvégiens nous ont donné des études très fouillées sur les mers du Nord : et l'on sait tout ce que nous devons au *Fram* de Nansen. Nous sommes donc en possession d'une masse de faits considérable, et, si les problèmes sont loin d'être résolus, du moins sont-ils nettement posés.

Importance de l'étude des profondeurs marines. — L'Océanographie moderne étudie la forme des bassins océaniques, — les sédiments qui s'y déposent, — la composition chimique des eaux marines, — leur température, — leurs mouvements divers (vagues, marées, courants). Ces questions sont intimement liées, mais celle qui domine tout est la première, et par là l'océanographie mérite bien d'être considérée comme une branche de la géographie physique.

La nature des sédiments dépend de la profondeur et de l'éloignement plus ou moins grand des côtes. La température et la composition même des eaux sont influencées par la forme des bassins, leur étendue, leur profondeur moyenne, leur communication plus ou moins libre avec les mers voisines. Nous verrons combien différentes sont les conditions des mers continentales, des mers bordières et des grands océans. On comprend encore plus facilement que les mouvements des eaux soient en grande partie réglés par la forme de la cuvette qui les contient. Le ressac est dû à l'obstacle que la diminution des profondeurs au voisinage du rivage oppose à la propagation des vagues. Les variations locales des marées sont déterminées par la forme des rivages et des fonds. Les courants marins eux-mêmes sont inexplicables si l'on ne tient pas compte de la forme des bassins océaniques.

Au point de vue pratique, la connaissance des profondeurs est liée à celle de la plupart des phénomènes océanographiques. Les sondages, tels que les pratiquent les expéditions scientifiques, servent à la fois à déterminer la profondeur en un point donné, la nature du fond, la température et la densité de l'eau. Même sur un navire qui n'est pas destiné à des études scientifiques, on ne donne jamais un coup de sonde sans ramener un échantillon du fond, et l'on attache autant, sinon plus d'importance à cet échantillon qu'au chiffre de profondeur obtenu, pour se guider à l'approche du rivage.

Si la pratique des sondages est très ancienne, ce n'est qu'au milieu du XIXe siècle qu'on a réussi à construire des appareils permettant d'obtenir

des profondeurs correctes. Assurer la rigidité et la verticalité du fil, sans trop le charger et sans s'exposer à une rupture, trouver un dispositif indiquant nettement le moment où le fond est touché, tel était le problème. Il est résolu d'une façon satisfaisante depuis une trentaine d'années par les machines de Sigsbee et de Le Blanc, avec lesquelles on a pu sonder jusqu'à 9 kilomètres de profondeur.

Les cartes représentent le relief par des courbes dites *isobathes*, joignant les points de même profondeur. Ce système a été appliqué dès 1737 par Buache, mais c'est seulement depuis le Challenger qu'on a une idée générale à peu près exacte de la forme des grands bassins océaniques. Les noms donnés aux formes du relief immergé ont été longtemps mal déterminés. Le premier essai fait pour y remédier a dû être soumis récemment



Fig. 102. — État de notre connaissance des profondeurs marines, d'après GROLL. Pointillé, régions où le nombre des sondages est supérieur à 1 pour 10 000 km².

à une révision [7] en vue de la réédition de la carte générale des océans au 1 : 10 000 000ᵉ publiée par le Prince de Monaco [8].

Un coup d'œil jeté sur l'ensemble des feuilles de cette carte suffit pour montrer l'extrême inégalité de nos connaissances des profondeurs marines. Les régions où il y a moins d'un sondage pour 10 000 km² représentent les deux tiers de l'étendue des océans (fig. 102). Seuls l'Atlantique et le Pacifique occidental sont assez bien connus. On doit donc s'attendre à voir se modifier progressivement l'image que les cartes nous offrent actuellement. En particulier l'uniformité des grandes profondeurs ne doit pas être considérée comme absolument générale. La multiplication des sondages a permis récemment de reconnaître en divers points des reliefs sous-marins relativement très accidentés à de grandes profondeurs [GROLL, 19].

Traits généraux du relief sous-marin et types de sédimentation. — Si imparfaite que soit encore notre connaissance du relief sous-marin, les traits généraux en apparaissent déjà assez nettement sur nos cartes bathymétriques[1]. Le plus important est l'existence d'une

1. Pour la lecture de ce paragraphe et des suivants relatifs au relief sous-marin, on fera bien d'avoir sous les yeux la carte hypsométrique et bathymétrique jointe à cet ouvrage.

plateforme limitée à peu près par l'isobathe de 200 m., qui s'étale plus ou moins largement sur tout le pourtour des continents. C'est la *Plateforme Continentale* (*Continental Shelf* des Anglais). Sa surface est assez accidentée, si on la compare à la monotonie des grandes profondeurs marines; on y observe des vallées prolongeant les vallées continentales, des hauts-fonds, dont l'orientation reflète celle des reliefs de la terre ferme. La profondeur de 200 m. qu'on lui assigne comme limite n'est qu'une grossière moyenne. On le constate partout où l'étude bathymétrique a pu être poussée assez loin, grâce à de nombreux sondages, notamment sur les côtes de Norvège [Nansen, 10].

La Plateforme Continentale est d'autant plus développée, que le continent qu'elle borne est plus plat. Aussi suffirait-il d'un léger mouvement pour changer entièrement l'allure de la ligne du rivage. Un mouvement négatif de 100 m. d'amplitude ferait de l'Angleterre une presqu'île, changerait la Baltique en un chapelet de lacs et réduirait la mer du Nord à un golfe. C'est sur la Plateforme Continentale et sur le bord du talus la limitant par rapport aux grandes profondeurs, que s'accumulent les dépôts appelés *terrigènes*, c'est-à-dire les débris arrachés aux continents par l'érosion. Ces dépôts sont en général d'autant plus fins et d'autant plus uniformes qu'on s'éloigne du rivage. Sur la côte, on trouve des cailloux et des sables, dont la grosseur et la nature dépendent des roches constituant le continent, des formes du littoral, et de la direction des courants; mais à une certaine distance règne partout la même argile, dernier résultat de la trituration des roches et de la décomposition chimique de leurs éléments. Sa couleur bleue, verte ou rouge dépend de la nature des apports continentaux. Elle contient souvent des nodules de phosphate qui indiquent l'activité des actions chimiques. Toutefois, dans les mers chaudes, les organismes constructeurs de récifs introduisent un élément nouveau. La destruction par la mer des édifices coralliens donne des sables et des boues calcaires, dont l'extension géographique est nettement déterminée par celle des coraux, c'est-à-dire par la température des eaux de surface (Cf. 4e partie, chap. xi).

Nulle part la composition, la température et les mouvements des eaux ne sont aussi variés que sur le domaine de la Plateforme Continentale. L'influence de la terre ferme s'y fait sentir de mille façons. Le nom de Plateforme Continentale est donc parfaitement justifié; c'est bien un prolongement et comme une dépendance du continent.

Si l'on suit la courbe des profondeurs de 200 m., on voit qu'elle

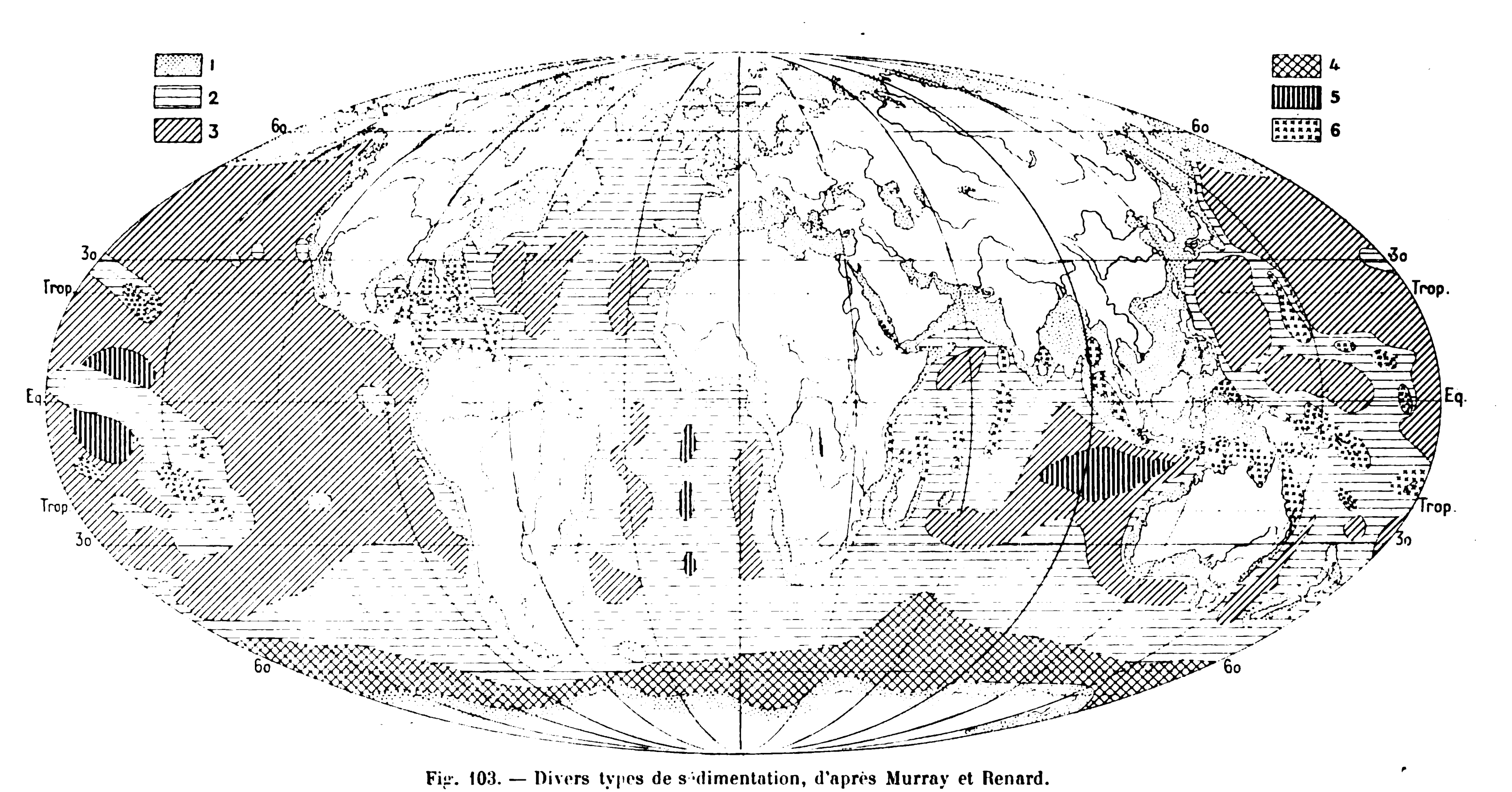


Fig. 103. — Divers types de sédimentation, d'après Murray et Renard.

1, dépôts terrigènes; 2, vase à globigérines; 3, argile rouge; 4, vase à radiolaires; 5, vase à ptéropodes; 6, boue et sables coralliens.

est presque partout accompagnée par celle de 1000 m. et même par celle de 2000 m. Un talus abrupt limite la Plateforme Continentale. La *region pélagique*, avec des profondeurs de 3 à 5000 m., est la plus développée dans les océans. Les très grandes profondeurs (*région abyssale*) sont presque aussi limitées que les très grandes hauteurs sur les continents. Nous avons déjà signalé le curieux voisinage des fosses sous-marines et des hauts reliefs, fait d'une importance capitale pour l'explication des déformations de la croûte terrestre.

La *région pélagique* est le siège de dépôts beaucoup plus uniformes et moins abondants que ceux de la Plateforme Continentale. Ce sont toujours des vases argileuses composées de particules très fines. Suivant leur couleur, leur composition chimique et leur origine, les océanographes distinguent :

1° Les *boues terrigènes*, formant la transition des dépôts de la Plateforme Continentale, où dominent les éléments détritiques, aux dépôts de la *région pélagique* et *abyssale*, qui sont dus à la précipitation chimique des matières en dissolution dans l'eau de mer et aux organismes qui l'habitent.

2° Les *vases pélagiques*, d'origine à peu près exclusivement organique, tantôt siliceuses (*vase à diatomées* dominant dans les mers antarctiques et formée par des algues microscopiques), tantôt calcaires (*vase à globigérines*, très répandue dans les mers tropicales et formée par les carapaces de foraminifères, *vase à ptéropodes*). La *vase à radiolaires*, formée par des rhizopodes siliceux, ne se trouve que dans les grandes profondeurs et passe graduellement aux dépôts abyssaux.

3° Les *dépôts abyssaux* sont très uniformes. Presque partout règne la même *argile rouge*, dépôt entièrement minéral qui paraît provenir de la décomposition de silicates d'origine éruptive et renferme exceptionnellement des dents de squales. La faible épaisseur des dépôts abyssaux est un des arguments qui ont été invoqués pour soutenir l'ancienneté et la permanence des grandes profondeurs océaniques.

Voici, d'après Penck [9] et Murray [1], la surface occupée par les différentes régions océaniques suivant leur profondeur et la nature des sédiments qui s'y déposent :

	%	PROF. M.	SURF. KM²	%		%	SURF. KM²		SURF.	
Plateforme continentale.	7,1	0-200	25.993	7,1	*Dépôts littoraux.*	7	26.062			
Talus continental. . .	10,6	2-500	8.054,2	2,2	*Vases terrigènes.*	12,7	47.182	Boues et sables coralliens. . . .	6.662	*Dépôts terrigènes* 73.244 km² — 19,7 %
		500-1 000	9.518,6	2,6				Boues volcaniques. . .	1.554	
		1-2 000	17.572,8	4,8				B. et sables verts. . . .	2.201	
								Boue rouge .	250	
								Boue bleue .	37.555	
Région pélagique . . .	80,5	2-3 000	35.145,6	9,6	*Vases pélagiques.*	80,3	296.788	V. à ptéropodes . . .	1.036	
		3-4 000	75.416,6	20,6				V. à globigérines. . . .	128.237	
		4-5 000	120.813	33				V. à diatomées. . . .	28.179	
		5-6 000	62.237	17,1				V. à radiolaires . . .	5.931	
Région abyssale	2,8	6-7 000	7.688,1	2,1				Argile rouge.	133.385	
		+ 7 000	2.562,7	0,7						

Océans, mers bordières et mers continentales. — La répartition géographique des régions abyssales et de la Plateforme Continentale, le développement et le rapprochement plus ou moins grand des rivages, tels doivent être les éléments d'une classification morphologique rationnelle des mers du globe.

Une première distinction s'impose entre les grands *océans*, comme l'Atlantique, et les *mers*, comme la Méditerranée. Les océans proprement dits sont les parties de la masse océanique où les régions abyssales sont le plus développées; la Plateforme Continentale n'y occupe jamais plus de 10 à 15 p. 100 de la surface. Les rivages sont formés par des masses continentales distinctes assez éloignées. Les îles sont en moyenne peu nombreuses et peu développées. La communication avec les autres océans est largement ouverte. Aussi tous les océans ont pour ainsi dire la même vie et obéissent aux mêmes lois physiques. — Au contraire, les mers ont toujours des conditions d'existence plus ou moins anormales. Les régions abyssales y sont relativement peu développées et même souvent manquent complètement. Bon nombre de mers sont limitées à la Plateforme Continentale (mer du Nord, Manche, Baltique, etc.). Les rives en sont formées par un seul continent avec des îles ou des presqu'îles s'y rattachant. Les hauts-fonds et les îles sont nombreux. La communication avec les océans est toujours plus ou moins imparfaite. Elle a lieu souvent par

des détroits ou des seuils, dont le fond ne permet pas l'échange direct avec les eaux de la région abyssale. Aussi chaque mer tend-elle plus ou moins à vivre de sa vie propre : la circulation, la distribution des températures et de la salinité y ont des caractères particuliers.

On peut distinguer les *mers bordières*, toujours situées sur le bord des grandes cuvettes océaniques, et communiquant avec elles par des seuils et des détroits assez larges et assez profonds pour participer dans une certaine mesure à leur vie (mers de Chine, du Japon, des Antilles, mer du Nord, etc.); — Les *mers continentales*, plus profondément engagées dans la masse des continents et ne communiquant avec les océans que par une ouverture étroite et peu profonde (mer Baltique, mer Méditerranée, mer Noire, etc.); l'influence du climat des continents qui les entourent et des cours d'eau qui s'y déversent peut imprimer à ces mers des caractères très particuliers. Quant aux *mers fermées* (Caspienne, mer d'Aral), elles se distinguent à peine des lacs.

Les grandes lois qui règlent la distribution des températures, de la densité des eaux et leurs mouvements ne sont applicables qu'aux océans et, dans une certaine mesure, aux mers bordières. L'étude des mers continentales fera l'objet d'un chapitre spécial.

Le tableau suivant montre par quelques exemples les caractères morphologiques différents des océans (I), des mers bordières (II) et des mers continentales (III).

1. Surfaces en 1 000 km^2; — 2. Profondeur moyenne; — 3. Proportion de la surface occupée par les régions abyssale et pélagique (°/₀), d'après Penck, pour les océans; — 4. Insularité, c.-à-d. rapport de la surface des iles à la surface totale (°/₀), d'après Krümmel; — 5. Largeur de l'ouverture (°/₀ du pourtour), d'après Krümmel.

		1 SURFACE	2 PROFOND.	3 RÉG. ABYS.	4 INSULAR.	5 OUVERT.
I.	Océan Atlantique	78.900	3.920	72,6	0,05	17
	Océan Pacifique	152.440	3.870	88	0,29	17,4
	Océan Indien	72.250	3.590	87,7	1	20,5
II.	Mer des Antilles	2.643	1.970	59	5	7,5
	Mer de Chine	3.280	983	21,5	1,2	»
	Mer d'Irlande	50	80	0	16,2	20
	Mer du Japon	904	945	0	0,4	4,6
III.	Mer Méditerrannée	2.446	1.400	40,8	3,6	0,06
	Mer Baltique	364	52	0	7,2	1

Caractères morphologiques des océans. — On distingue généralement cinq grands océans : Atlantique, Pacifique, Indien, Arctique et Antarctique. Nous connaissons trop imparfaitement encore les océans polaires, pour savoir si réellement ils méritent une place

à part. NANSEN [10] a toutefois montré assez nettement que l'océan Arctique n'est qu'une sorte de golfe de l'Atlantique septentrional, dont les caractères physiques se rapprochent de ceux d'une mer bordière. L'Atlantique, le Pacifique et l'océan Indien forment trois bassins bien individualisés, communiquant largement ensemble au Sud et terminés en cul-de-sac vers le Nord. Cette curieuse disposition a une grande influence, comme nous le verrons, sur la distribution des températures.

L'*Atlantique* a la forme d'un long fuseau s'épanouissant au Sud, s'étranglant au Nord. Un seuil transversal, où les profondeurs sont inférieures à 1 000 m., le sépare de l'océan Arctique. Cette sorte de pont reliant l'Europe à l'Amérique est connu sous le nom de *seuil Wyville Thomson.* Vers le Sud, rien de pareil, l'Atlantique s'ouvre largement sur le bassin polaire. Nous verrons que cette disposition a une grande importance pour le régime thermique. Le trait le plus curieux du relief sous-marin de l'océan Atlantique est la longue croupe qui s'étend du Nord au Sud depuis l'Islande jusqu'au Cap, séparant deux cuvettes allongées où les profondeurs atteignent 6000 m. Des îles la jalonnent (Açores, St-Paul, Ascension, Tristan da Cunha). Elle est tordue entre les tropiques, parallèlement aux contours des deux rives de l'Océan, et d'après les sondages récents paraît échancrée à la hauteur de l'équateur par une avancée de la cuvette occidentale aboutissant à une fosse de plus de 7000 m. Cette disposition du relief, que nous ne pouvons encore expliquer, a une influence très nette sur les mouvements d'ensemble de la masse océanique. Börgen a montré (v. chap. II) que la propagation régulière des marées d'un hémisphère à l'autre est gênée par la crête transversale qui tend à joindre l'Amérique du Sud à l'Afrique. En résumé, la cuvette Atlantique, de forme allongée et tordue, isolée au Nord, largement ouverte au Sud, est décomposée en quatre compartiments : deux dans chaque hémisphère.

Le *Pacifique* est d'un type tout différent. De forme elliptique, plus largement ouvert au Sud, il est complètement fermé au Nord. Il n'y a pas trace de seuil médian comme dans l'Atlantique, mais une multitude extraordinaire d'îles très petites, en général portées sur des socles isolés. Cette circonstance, sans influer sur la circulation des eaux, détermine cependant les caractères particuliers des dépôts (grand développement des vases coralliennes ou volcaniques). Nulle part la loi de dissymétrie du relief terrestre n'est plus marquée que dans le bassin Pacifique. Les grandes profondeurs y sont rejetées sur les bords, souvent au pied même de hautes chaînes (fosse

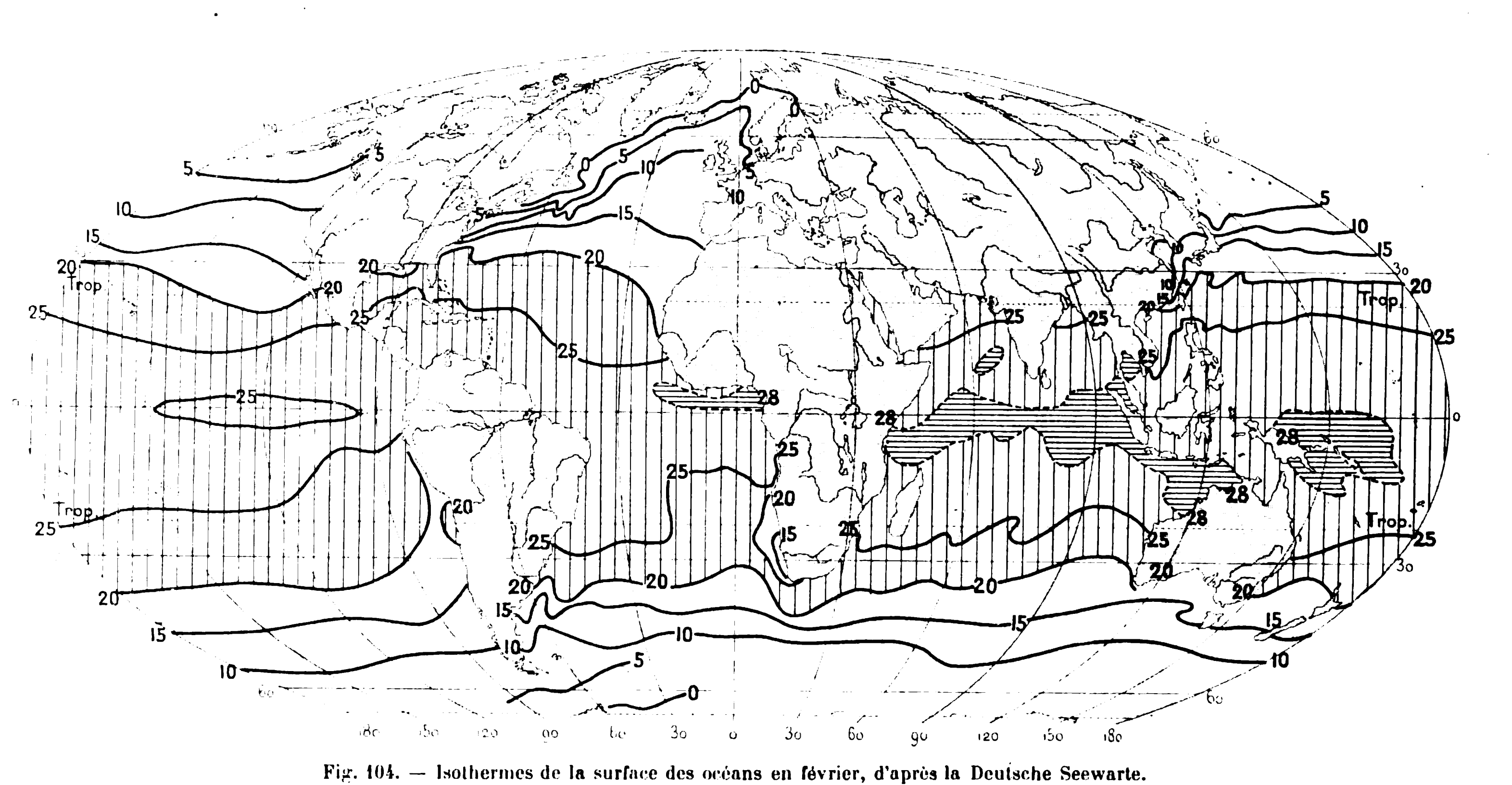


Fig. 104. — Isothermes de la surface des océans en février, d'après la Deutsche Seewarte.

Un grisé vertical lâche signale la zone de maximum principale, un grisé horizontal serré les maxima les plus élevés (+ 28°).

du Chili longeant les Andes, fosses des Kouriles et des îles Aléoutiennes). La fosse des Tonga et celle des Carolines renferment les plus grandes profondeurs mesurées jusqu'à ce jour (9 427 et 9 636 m.). Si l'on tient compte de la courbure réelle de la surface terrestre (v. 1[re] partie, p. 30), on doit considérer dans l'ensemble le fond du Pacifique comme une surface convexe, sauf dans les sillons marginaux qui l'entourent. L'orientation des guirlandes insulaires et des hauts fonds qui les supportent a depuis longtemps attiré l'attention et suggère l'idée d'un compartiment de l'écorce terrestre en voie de plissement ou de soulèvement. Pour autant que nous connaissons cet océan, il semble que la complexité des formes du relief sous-marin aille en croissant de l'Est à l'Ouest. Les guirlandes d'îles, avec les hauts-fonds les portant, finissent par se grouper en une traînée formant pont entre l'Asie et l'Australie et isolant le chapelet de mers bordières le plus continu qui existe à la surface du globe.

L'*océan Indien* est un Pacifique plus petit, encore plus radicalement fermé au Nord et plus largement ouvert au Sud. Les îles y sont assez nombreuses, même si l'on met à part Madagascar, qui est un véritable petit continent. L'orientation des hauts fonds qui les portent est régulièrement Nord-Sud, et trahit des mouvements semblant de même nature que ceux des grandes fractures méridiennes de l'Afrique orientale. Mais ce qui est particulièrement important, c'est la position géographique de cet océan, le seul qui s'étende à peu près exclusivement dans la région chaude, et la ceinture de grandes masses continentales qui l'entoure de trois côtés. Cette disposition a pour conséquence des troubles graves dans le régime régulier de la circulation océanique. Les échanges thermiques entre la terre et la mer amènent la production des vents de mousson, qui renversent d'une saison à l'autre le sens des courants marins. C'est le seul exemple de cette ampleur d'une influence directe des continents sur la vie de l'élément liquide.

Température de la surface des océans. — Nous connaissons assez exactement, dans ses grandes lignes, la distribution des températures à la surface des océans, pour apprécier l'importance géographique de son étude. L'influence exercée par les océans sur le climat nous est déjà connue. On se l'explique, en comparant les températures moyennes de l'air et des eaux marines aux différentes latitudes :

Latitude.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Air	25°,9	25°,8	24°,2	19°,4	13°,1	5°,7	0°,3
Mer	26°,3	25°,5	23°,0	19°,2	13°,9	7°,7	1°,2

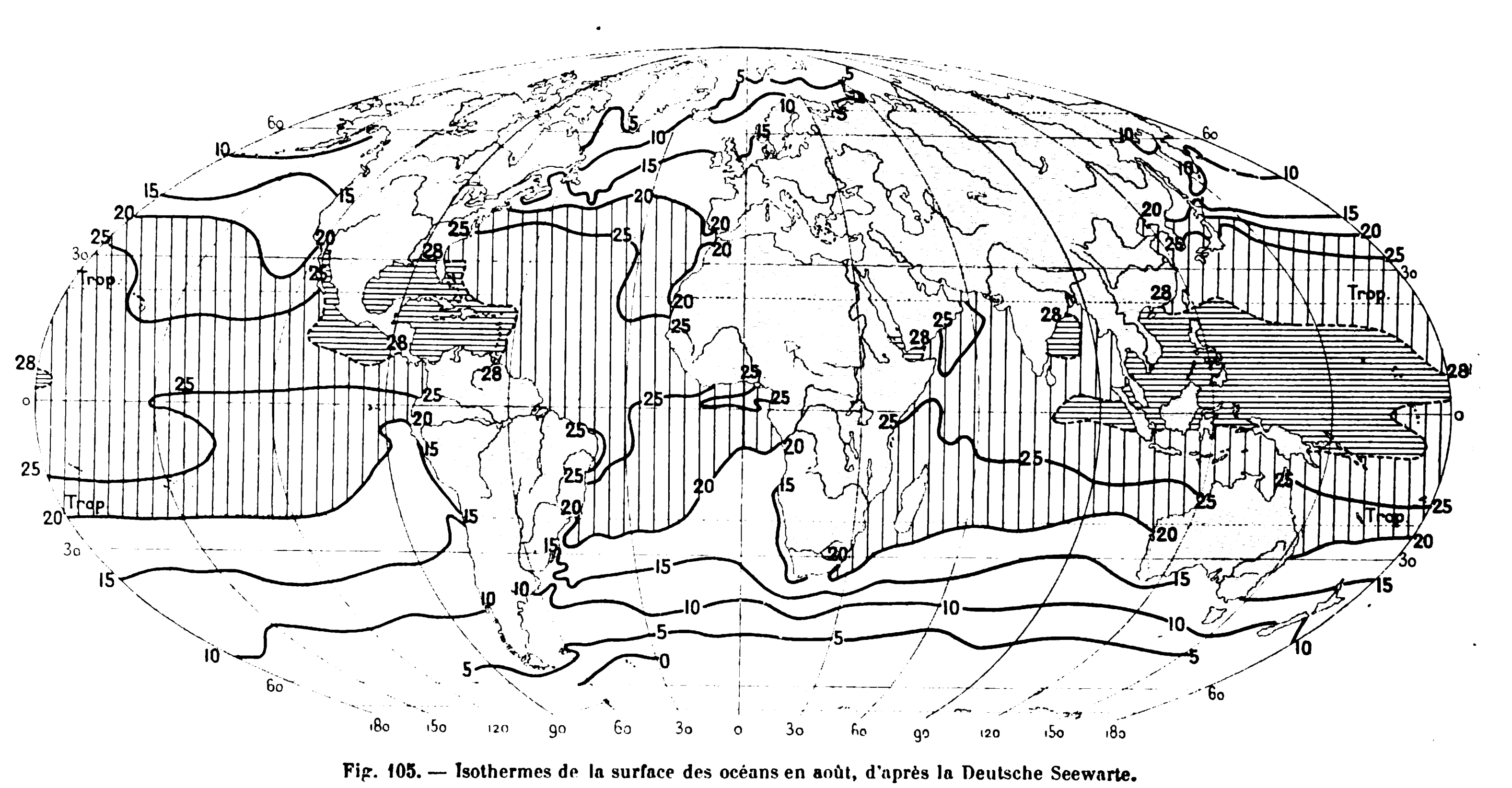


Fig. 105. — Isothermes de la surface des océans en août, d'après la Deutsche Seewarte.

Les grisés ont la même signification que dans la figure 101.

Au voisinage de l'équateur, la mer est plus chaude de 0°4, ce qui explique les moyennes très élevées du climat océanien. Dès 10° de latitude, elle commence à être légérement moins surchauffée, et c'est au voisinage du tropique qu'elle est le plus en retard sur les terres. Mais, à partir de 40°, elle échappe au rapide refroidissement, qui se marque en allant vers les pôles et reste une source de chaleur dont nous avons pu apprécier l'importance.

La comparaison des courbes isothermes de la mer avec celles de l'air, au mois le plus chaud et au mois le plus froid, est particulièrement instructive (fig. 104 et 105, cf. fig. 47 et 48). En hiver la mer est partout notablement plus chaude que l'air. Mais c'est surtout dans l'Atlantique septentrional que son avantage est le plus marqué (courbe de 0° des eaux se superposant à la courbe 10° de l'air). En été, la mer est plus chaude dans l'océan Indien seulement et notablement plus froide dans l'Atlantique Nord. D'une manière générale, on constate une concordance frappante entre le tracé des isothermes de l'air et des eaux. Elles décrivent des sinuosités parallèles, manifestant les mêmes anomalies.

Voici quelles sont, d'après Krümmel [2], les températures moyennes des trois grands Océans à différentes latitudes :

	NORD				SUD			
	70-60°	50-40°	30-20°	10-0°	0-10°	20-30°	40-50°	60-70°
Atlantique.	4°,2	12°,9	23°,9	26°,8	25°,7	21°,2	9°,4	— 1°,3
Pacifique	»	10°,	23°,4	27°,2	26°	21°,5	11°,1	— 1°,3
Océan Indien . . .	»	»	26°,1	27°,8	27°,4	22°,5	8°,6	— 1°,5

Ces chiffres mettent nettement en évidence l'avantage de l'hémisphère Nord sur l'hémisphère Sud, dans les hautes latitudes particulièrement, le contraste des conditions thermiques des trois grands bassins océaniques dans l'hémisphère Nord où ils sont nettement séparés, et leur uniformité relative dans l'hémisphère Sud où ils communiquent largement. L'océan Atlantique est celui où le contraste entre les deux hémisphères est le plus accentué. On voit aussi nettement que l'océan Indien est le plus chaud des trois océans, à cause de sa situation géographique.

En utilisant les valeurs moyennes d'ensemble de la température suivant la latitude, Köppen [17] a pu dresser une carte d'*isanomales*, qui met en évidence tous ces contrastes et dont l'examen donne la

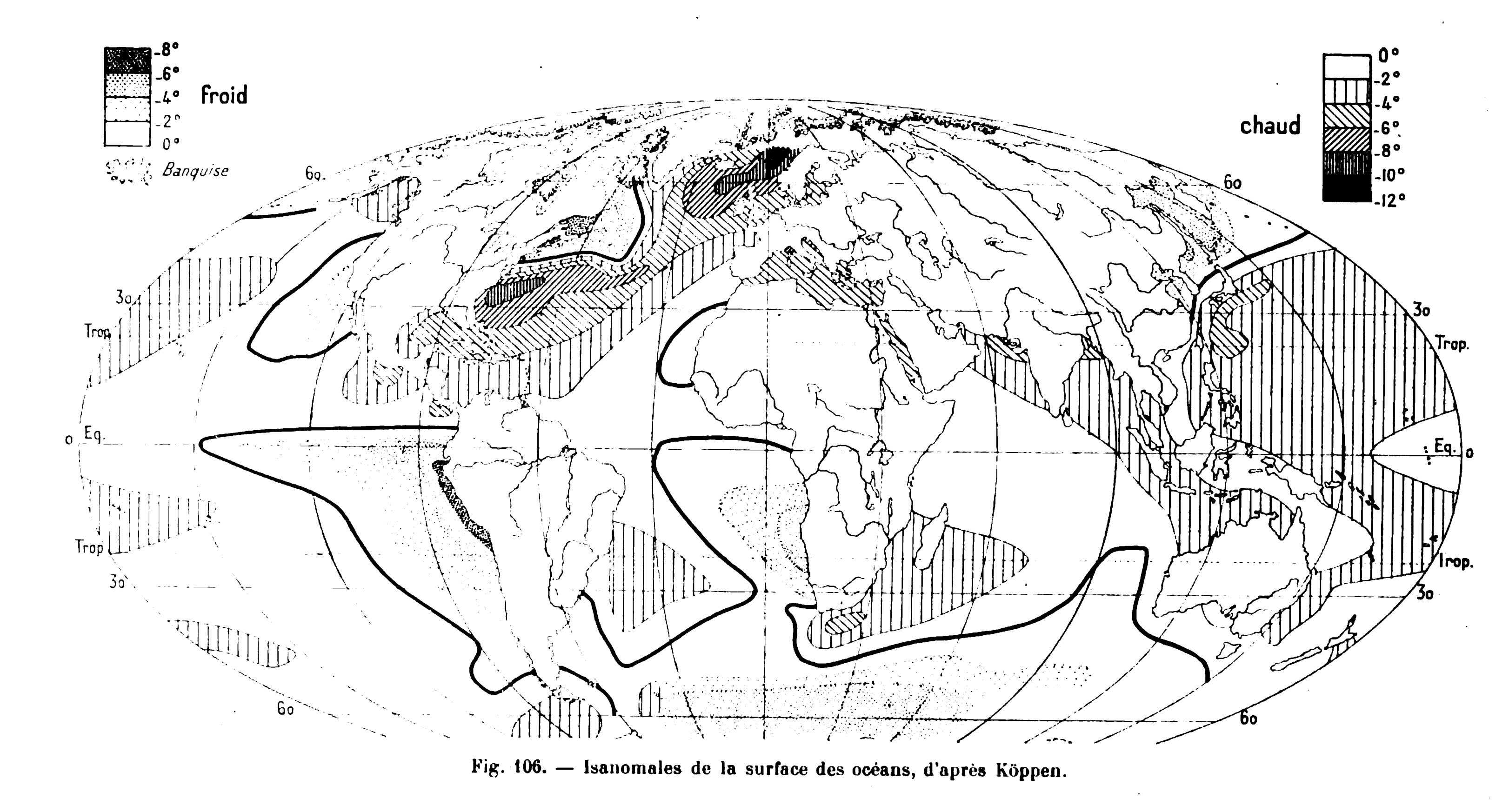


Fig. 106. — Isanomales de la surface des océans, d'après Köppen.

clef d'un grand nombre de phénomènes de climat (fig. 106). Les anomalies positives correspondent aux aires cyclonales les plus importantes (minimum d'Islande et des îles Aléoutiennes). Plus marquées dans l'hémisphère Nord et spécialement dans l'Atlantique, elles impriment au climat des pays riverains un caractère particulièrement instable. On commence à soupçonner une relation très nette entre les variations de température de l'Atlantique Nord et celles du climat de l'Europe (cf. chap. II).

Les causes des anomalies de température des mers sont multiples. La plus importante est la circulation qui anime les grands océans. Les eaux chaudes de l'Atlantique Nord sont apportées des contrées équatoriales par le *Gulf stream*. Les eaux froides des côtes Africaines et Sud-américaines sont dues à des courants descendants en latitude et à des mouvements ascendants des couches d'eau profondes, provoqués par l'impulsion rapide donnée aux eaux superficielles par les alizés. Mais la forme même des bassins exerce une influence facile à reconnaître. La plupart des anomalies sont localisées dans les golfes et les mers bordières, qui ne communiquent pas largement avec la masse océanique. Positives dans les régions chaudes (mer Rouge, golfe Persique, mer de Chine), elles sont plutôt négatives dans les régions froides (mer du Japon, mer d'Okotsk, golfe du Saint-Laurent).

La glace à la surface des mers. Banquise et Icebergs. — La coïncidence de températures très basses de l'air et des eaux dans les hautes latitudes doit avoir pour conséquence la congélation plus ou moins complète de la surface de la mer. Mais l'étendue des glaces dépasse de beaucoup celle des régions où le gel se produit (fig. 107 et 108); elles sont entraînées par les courants jusque dans la zone tempérée, en même temps que les blocs détachés du front des glaciers polaires, connus sous le nom d'*icebergs*.

La salinité abaisse sensiblement le point de congélation. L'eau contenant 35 p. 1 000 de sel gèle à — 1°,91 avec une densité de 1,0284 (La Baltique gèle à — 0°,40, la salinité n'étant que de 7 p. 1 000).

La congélation de la surface commence toujours sur la plate-forme continentale et se propage vers la haute mer. Elle est à peu près permanente dans l'archipel Nord-Américain et le Bassin polaire arctique, de même qu'autour du continent antarctique (fig. 107 et 108). L'épaisseur de la glace ne peut être grande, car sa faible conductibilité arrête le refroidissement; elle atteint au plus 3 mètres dans les mers polaires boréales, et seulement 1 m. 50 dans l'océan polaire austral, où, d'après DRYGALSKI, la neige est plus épaisse.

La *Banquise* (*Packeis* en allemand) ne garde généralement pas sa surface unie primitive. Dans la région arctique son aspect chaotique est un obstacle

à la circulation. En dehors des chenaux d'eau libre ou couverte d'une pellicule de glace récente peu épaisse, elle est accidentée de monticules appelés *Toross* par les Sibériens et pouvant atteindre 5 à 6 mètres de haut. WEYPRECHT [23] y avait déjà reconnu le résultat de dislocations dues au dégel et aux vents, qui poussent les galettes de glace en les empilant l'une sur l'autre. Le refroidissement peut lui-même disloquer la banquise, car la glace se dilate en se refroidissant jusqu'à — 10°.

La banquise antarctique est moins chaotique, la glace étant moins compacte et moins cassante. On y a observé de véritables plissements ARCTOWSKI [24].

La fonte des banquises pendant l'été met en liberté des masses énormes de glace, qui descendent en fondant lentement vers les

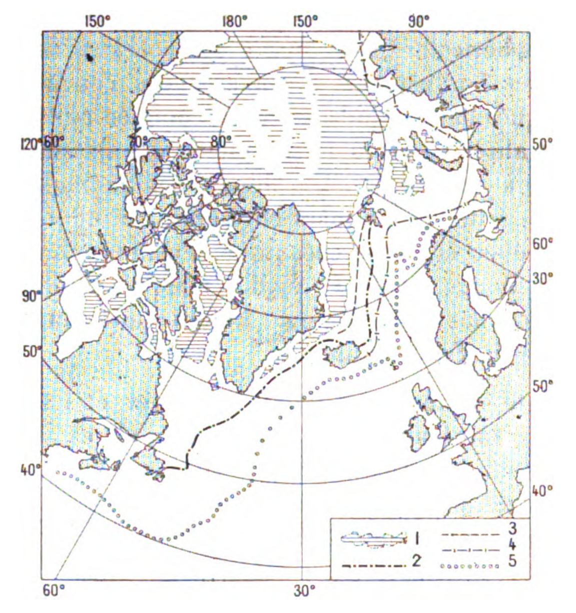


Fig. 107. — La glace à la surface des mers dans l'hémisphère Nord. Échelle 1 : 100.000.000.

1. Banquise permanente ; 2, limite moyenne des glaces flottantes de banquise ; 3, limite de leur extension minima ; 4, limite de leur extension maxima ; 5, limite des icebergs.

basses latitudes. Leur dispersion est réglée par les courants et par la forme des bassins océaniques. Les glaces polaires sont inconnues dans le Pacifique Nord, dont la température de surface est par suite plus élevée (v. plus haut). Elles se répandent dans l'Atlantique Nord sur la rive occidentale, apportées par les courants du Labrador et du Groenland jusqu'à Terre-Neuve. Elles manquent complètement sur la rive orientale réchauffée par le *Gulf stream*. Les domaines de ces courants, d'origine polaire à l'Ouest, tropicale à l'Est, partagent

l'Atlantique en deux moitiés anormalement froides et anormalement chaudes (cf. fig. 106 et 107). La limite des glaces flottantes s'avance plus ou moins loin vers l'Est suivant l'importance des vents d'Ouest (fig. 107).

Les icebergs vont bien plus loin que les glaces de banquise. Ce sont des masses énormes se détachant du front des glaciers qui viennent finir dans la mer (v. fig. 289, p. 631).

Leur hauteur atteint souvent 70 mètres et peut dépasser 100 mètres; la partie immergée peut être de 4 à 7 fois plus grande que la partie émergée.

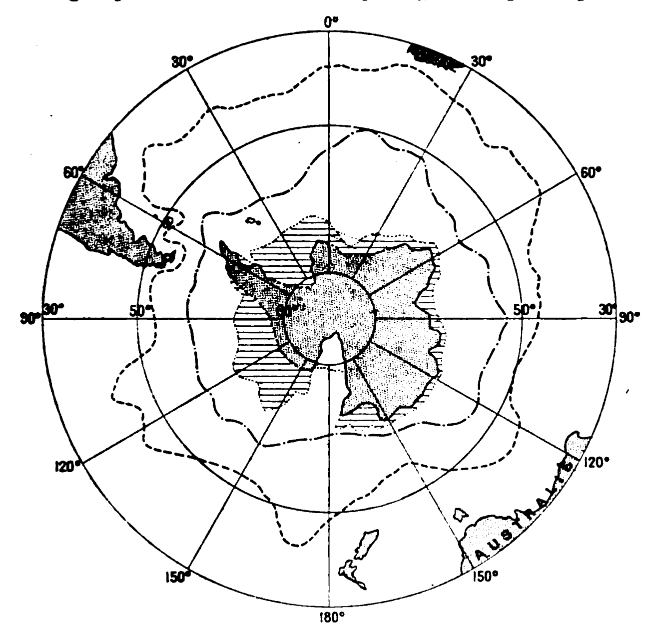


Fig. 108. — La glace à la surface des mers dans l'hémisphère Sud. Échelle 1 : 160.000.000. Mêmes signes que sur la figure 107.

Les dimensions horizontales dépendent du glacier qui leur a donné naissance, elles sont d'autant plus grandes que le glacier était en pente moins forte.

Dans l'hémisphère Nord, le Groenland est le seul centre important de production d'icebergs; ils sont inconnus sur la côte de Sibérie et dans le Pacifique. Les mêmes courants qui charrient la banquise les convoyent jusques et au delà de Terre-Neuve. Leur abondance dans ces parages est rendue encore plus dangereuse par des brumes épaisses. Ils causent chaque année la perte de nombreux bateaux de pêche, mais on sait qu'ils peuvent aussi couler les plus grands transatlantiques (naufrage du *Titanic*, avril 1912).

Les icebergs antarctiques ne sont pas moins dangereux pour la navigation. Ils sont beaucoup plus abondants, plus grands et pénètrent plus loin dans la zone tempérée. Leur formation est continue sur tout le pourtour

du continent antarctique, frangé de glaciers immenses à pente faible, ou même de barrières de glaces flottantes (Grande barrière de la baie Victoria). Leurs dimensions horizontales dépassent couramment plusieurs kilomètres carrés, on en a signalé un de 500 kilomètres carrés de superficie, qui a été suivi de 1854 à 1855 jusqu'à 40° S. Les formes sont plus régulières que celles des icebergs arctiques, on reconnaît généralement très bien la stratification horizontale de la glace. Il n'est pas rare de les voir apparaître jusqu'au cap de Bonne Espérance et en face de l'embouchure du Rio de la Plata (fig. 108).

Densité et salinité. — Après la température, la densité est la propriété physique la plus importante des eaux marines. Ses variations dépendent surtout de la teneur plus ou moins élevée en sels, c'est-à-dire de la salinité; mais elles dépendent aussi de la température, comme celles de l'eau douce. Il est donc nécessaire, pour que les mesures de densité soient comparables, qu'elles soient ramenées à une température uniforme et rapportées à une température également uniforme de l'eau distillée. Les physiciens n'ont pu encore malheureusement se mettre d'accord pour adopter toujours les mêmes températures de réduction. L'usage le plus général est celui de 17°5 pour l'eau de mer et l'eau distillée; mais on se sert aussi couramment d'aréomètres gradués pour 15° (eau de mer) et 4°. La réduction des observations à la même norme était une opération délicate avant la construction des tables de Knudsen reproduites par KRÜMMEL [2, t. I, p. 232].

La densité reste une notion difficile à manier. La salinité est au contraire une notion simple, et dont la signification géographique est des plus nettes. Ses variations sont dans un rapport facile à saisir avec les conditions géographiques et déterminent des variations dans la nature des organismes marins : les espèces sont très rares qui peuvent supporter d'être transportées dans un milieu de salinité notablement différent de celui où elles vivent. Aussi est-il préférable d'étudier spécialement la salinité.

Salinité à la surface. — Théoriquement on doit s'attendre à ce que la répartition de la salinité à la surface reflète les grandes zones climatiques. A la zone équatoriale correspondra une salinité relativement faible, à cause de l'abondance très grande des précipitations et de l'absence de vent. La zone des alizés aura au contraire une densité très forte, car des vents réguliers activent l'évaporation favorisée par des températures élevées, et les précipitations sont insuffisantes pour combler le déficit. Dans la zone tempérée où règnent les vents d'Ouest, la salinité sera moins forte, grâce aux précipitations plus abondantes et à la baisse de température. Enfin on doit s'attendre à ce que la salinité augmente au voisinage du pôle, car on sait que les précipitations diminuent très rapidement dans les hautes latitudes.

Ces zones de salinité plus ou moins grande existent réellement comme le montre la carte de SCHOTT (fig. 109). Mais les conditions géographiques modifient notablement le schéma théorique. La zone

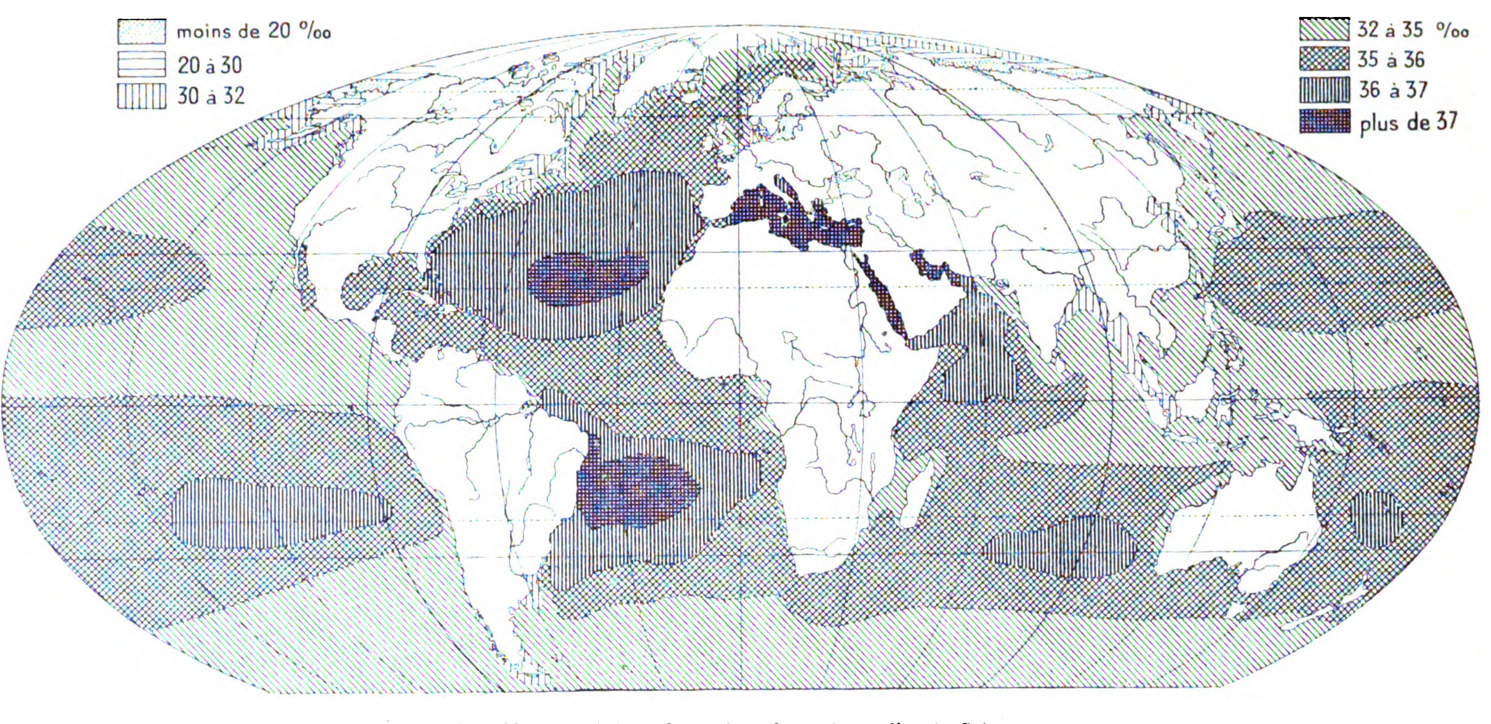


Fig. 109. — Salinité à la surface des océans, d'après Schott.

des alizés est le siège de maxima très accentués, particulièrement dans l'Atlantique Nord et Sud. Le voisinage des continents est partout marqué par des anomalies. La salinité y est en général plus forte dans les régions chaudes, plus faible dans les régions tempérées et froides. Les mers bordières et les golfes assez profonds offrent toujours des cas extrêmes. La zone des vents d'Ouest est particulièrement remarquable dans l'Atlantique Nord, l'allure des courbes de salinité y est comme calquée sur celle des isothermes. Elle indique nettement un afflux d'eaux chaudes et salées d'origine équatoriale sur la côte Européenne, d'eaux froides et légères d'origine polaire sur la côte de l'Amérique et du Groenland. Les courants marins jouent donc ici un très grand rôle. Dans les très hautes latitudes, nous ne trouvons pas la concentration des eaux que la théorie faisait attendre. Il faut tenir compte ici de l'apport considérable des fleuves du bassin polaire. L'océan Glacial Arctique fera l'objet d'une étude spéciale (chap. III).

Les couches profondes. Difficultés de leur étude. — L'intérêt que présente l'étude des couches océaniques profondes a été compris depuis plus d'un siècle; mais les difficultés que soulève cette étude sont telles que notre connaissance de la répartition des températures et des densités est encore assez imparfaite.

Il est facile de puiser à la surface de l'eau dont on détermine la densité, ou d'y immerger un thermomètre; mais pour faire les mêmes mesures sur l'eau des couches profondes, il faut disposer de récipients capables de ramener un échantillon d'une profondeur déterminée sans mélange possible avec les eaux des couches supérieures, et de thermomètres qui ne sont plus sensibles une fois qu'ils ont pris la température de la couche étudiée. Toutes les observations antérieures aux trente dernières années sont suspectes, ayant été faites avec des instruments ne répondant pas rigoureusement à ces conditions.

L'expédition du *Challenger* a inauguré un système de bouteille satisfaisant (fig. 110), qui a depuis été encore perfectionné, ainsi que l'usage des thermomètres à renversement.

La représentation des conditions physiques des couches profondes est également plus difficile que pour la surface des océans; il s'agit en effet de variations dans les trois dimensions. On peut essayer d'établir des séries de cartes pour différentes profondeurs (exemple, fig. 112); on peut encore figurer par des coupes les variations dans une section verticale répondant à une ligne de sondages (fig. 113); ou simplement représenter par une courbe les variations sur une ligne verticale en un point donné (fig. 111).

Régime thermique des eaux profondes. — Les traits généraux du régime thermique sont déjà suffisamment bien connus. La température diminue, en général, de la surface vers le fond, c'est la *stratification thermique normale;* mais il y a des cas où le refroidissement fait place, à une certaine profondeur, au réchauffement, c'est la

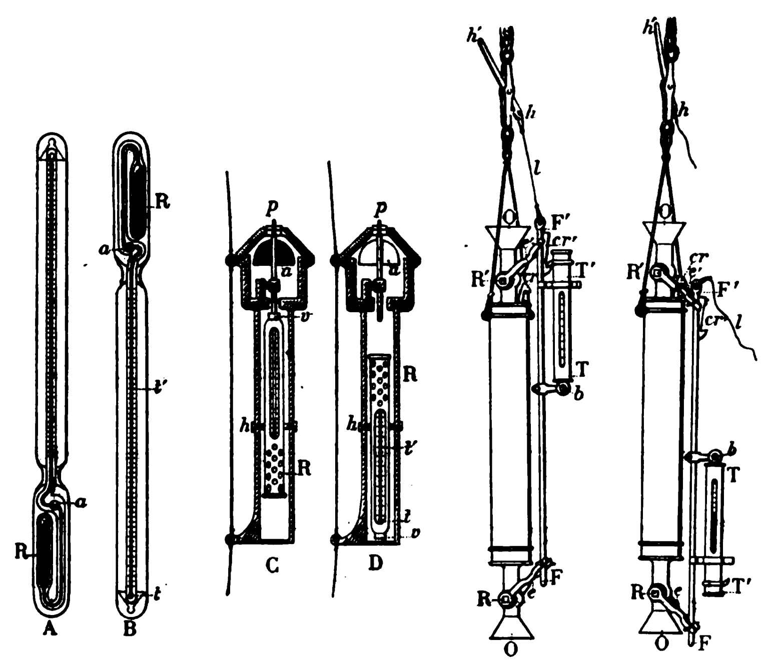


Fig. 110. — Instruments pour l'étude physique des couches profondes : thermomètre à renversement de Negretti (ABCD) et bouteille de Buchanan.

A, Le thermomètre à la descente. — B, Le thermomètre à la montée (la secousse a brisé la colonne mercurielle au niveau de l'ampoule *a*, la colonne *tt'* mesure exactement la température de la couche où s'est fait le renversement). — L'instrument dans sa boite protectrice peut être simplement fixé au fil de sonde (C, position descendante; D, position de montée). Le renversement est provoqué par le mouvement des ailettes *a* à la montée, qui dévisse la tige *p*, vissée en *u*; la boite bascule autour de *h*. On peut aussi fixer le thermomètre à une bouteille de Buchanan.

La bouteille de Buchanan a deux ouvertures OO' commandées par les robinets RR' qui sont maintenus ouverts à la descente par les étriers *ee'* fixés à la tige FF'. Celle-ci est attachée au levier *hh'* par le filin *l*, que le choc d'un messager venant frapper en *h'* vient briser au moment voulu. La tige FF' descend alors, fermant les robinets. En même temps la secousse fait lâcher prise au crochet *cr* maintenant le thermomètre TT', qui bascule.

stratification thermique inverse (fig. 111, C, D). Les variations saisonnales sont toujours plus prononcées à la surface; elles diminuent progressivement en profondeur. La limite de leur propagation varie suivant la profondeur et l'étendue des mers; tandis qu'elle ne dépasse pas 65 mètres dans la mer Noire, elle atteint 350 à 400 mètres dans la Méditerranée, 500 mètres dans la mer Rouge, et paraît comprise entre 250 et 400 mètres dans l'Atlantique. Les inégalités

locales de température s'effacent ainsi dans les profondeurs. A partir de 2000 mètres, on trouve à peu près partout dans les océans une température inférieure à 3°. Cette uniformité n'est concevable qu'en admettant une circulation très lente mais très puissante. On en trouve la preuve en étudiant la stratification thermique dans la zone chaude et dans la zone froide.

La zone chaude est caractérisée par une stratification thermique normale. Le refroidissement en profondeur n'a cependant pas la même allure au voisinage de l'équateur et au voisinage des tro-

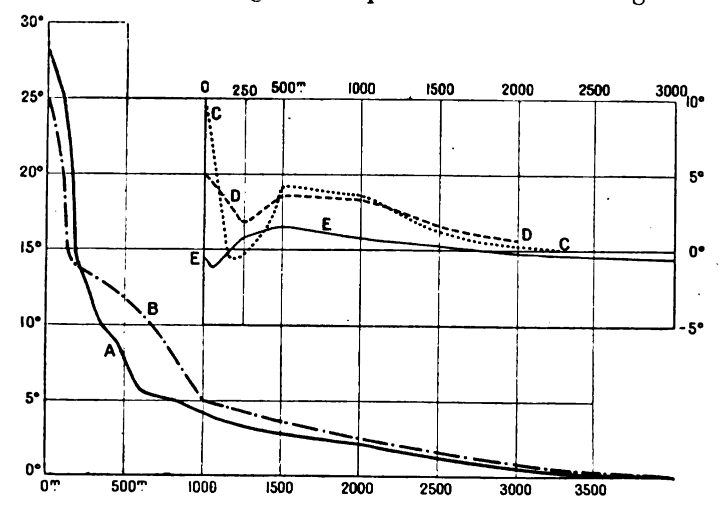


Fig. 111. — Variation de la température en profondeur.

A, Type équatorial (d'après la *Gazelle*). — B, Type tropical (*Valdivia*). — C, Type arctique Pacifique (entre 50 et 56° lat.). — D, Type arctique Atlantique (entre 60 et 66° lat.). — E, Type antarctique (entre 55 et 60° lat.).

piques (fig. 111). A l'équateur la température de surface est plus élevée, mais le refroidissement en profondeur est plus rapide; il est beaucoup plus lent vers les tropiques. Une carte des températures à la profondeur de 400 mètres montre encore mieux l'importance de ce contraste (fig. 112); les eaux tropicales y apparaissent beaucoup plus chaudes que les eaux équatoriales, particulièrement dans l'hémisphère Nord, et spécialement sur les côtes occidentales des grands océans. Il faut y voir évidemment le résultat des courants équatoriaux (v. fig. 121) qui font affluer vers l'Ouest des masses considérables d'eaux chaudes, tandis que la montée à la surface des eaux de fond refroidit la région équatoriale.

Le régime des hautes latitudes diffère surtout du régime de la zone chaude par la stratification thermique inverse qui y est la

règle (fig. 111 C, D. E). Une couche d'eau froide s'étend partout entre 100 et 300 mètres. L'Atlantique Nord est moins chaud à la surface que le Pacifique, à cause de l'influence du bassin polaire arctique avec lequel il communique librement, mais la couche froide y est à une température moins basse. La courbe des régions antarctiques est très curieuse : la surface est au-dessous de 0°, ce qui s'explique par l'influence des glaces flottantes, beaucoup plus abondantes que dans les régions arctiques; la température remonte plus vite, mais l'ensemble est beaucoup plus froid. Si l'on songe que c'est avec la

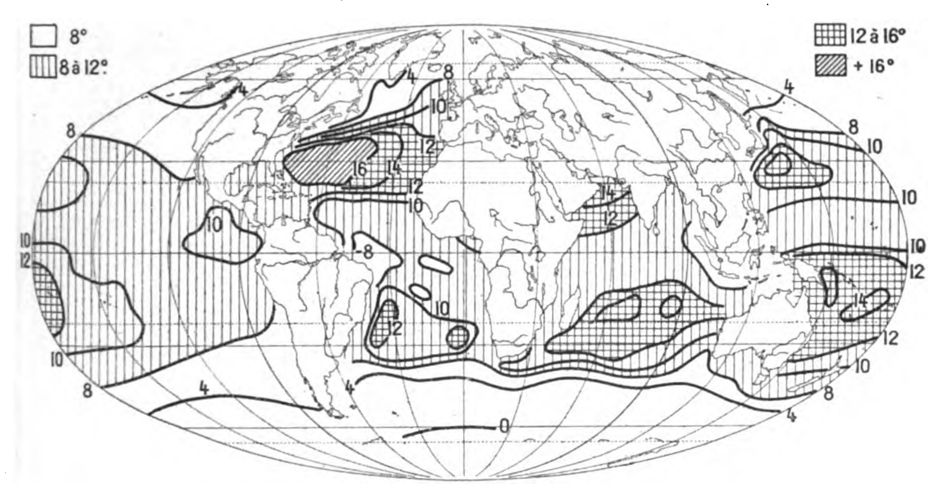


Fig. 112. — Répartition des températures à la profondeur de 400 m., d'après KRÜMMEL.

région antarctique que tous les océans communiquent le plus librement, on est amené à supposer que les eaux des grandes profondeurs, qui sont partout à une température très basse, doivent provenir surtout de cette région, la plus froide de l'ensemble des mers. Les températures plus élevées qu'on observe entre 300 et 1000 mètres dans les hautes latitudes sont dues probablement à un mouvement inverse d'afflux des eaux équatoriales vers les pôles.

Répartition de la salinité en profondeur. — Notre connaissance de la répartition de la salinité dans les profondeurs est singulièrement moins avancée que celle des températures. Les observations du *Challenger*, qui ne sont malheureusement pas toujours à l'abri de la critique [DITTMAR, 5] semblaient indiquer une atténuation générale des variations locales à partir de 400-500 mètres, la salinité étant, en moyenne, plus faible entre 500 et 1 500 mètres et plus forte au-dessous de 1 500 mètres. Les observations récentes les plus sûres

montrent qu'il y a place en réalité pour des anomalies assez nombreuses.

Ainsi les campagnes du Prince de Monaco dans les parages des Açores y ont montré l'existence d'une couche de fond très salée, provenant des eaux méditerranéennes se déversant par le détroit de Gibraltar. Dans la mer de Norvège une couche d'eau exceptionnellement salée comprise entre 100 et 300 mètres trahit l'influence du grand courant d'eaux tropicales connu sous le nom de *Gulf stream* (fig. 113). L'étude de la salinité des couches profondes décèle ainsi

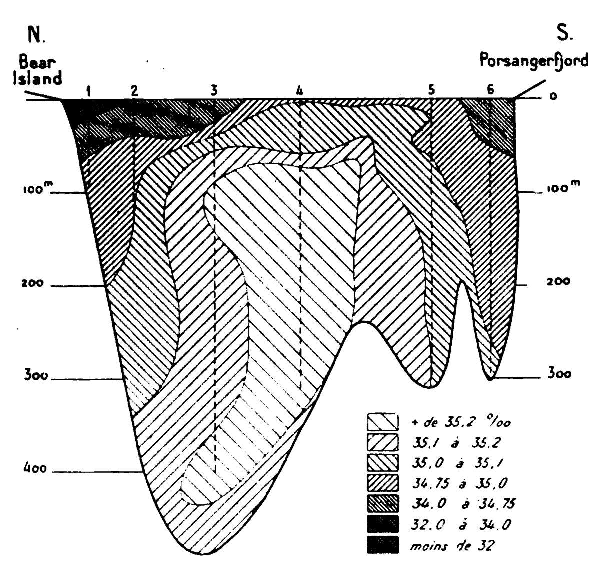


Fig. 113. — Coupe montrant la répartition de la salinité en profondeur sur la côte N. de la Norvège (d'après Nansen). Les traits verticaux discontinus numérotés indiquent les lignes de sondage.

La forte salinité des couches moyennes indique l'extension en profondeur des eaux du *Gulf stream*.

des mouvements des eaux, dont la constatation échapperait à tout autre mode d'investigation. Elle corrobore et explique les résultats de l'étude des températures.

On voit combien peu justifiée est la distinction établie par certains physiciens entre l'Océanographie statique et l'Océanographie dynamique. Il est impossible de comprendre la répartition des températures et des densités, aussi bien dans les profondeurs qu'à la surface, sans tenir compte de ces mouvements, qui brassent constamment la masse des eaux océaniques. Il y a là une véritable circulation, qui assure l'égalité des conditions physiques des grands fonds et détermine les anomalies les plus remarquables de la surface.

1. — Maury (M. F.). The physical geography of the sea and its meteorology. London, 1864, in-12, 474 p., 16 pl. Trad. française, Paris, 1873.

2. — Krümmel (Ot.). Handbuch der Oceanographie. 2 vol. in-8°, 2e édition. Stuttgart, 1907 et 1911, 526 et 766 p. C'est le traité le plus complet et le plus au courant.

3. — Thoulet. L'Océan, ses lois, ses problèmes. Paris, 1904, in-8°, 397 p., 12 pl.

4. — Richard (J.). L'Océanographie, Paris, 1906, in-4°, 398 p., 339 fig., photo.

5. — *Voyage of H. M. S. Challenger, Physics and chemistry*, t. I, III et IV. — Mémoires de Buchanan (On the specific gravity of samples of ocean water, t. I). — Dittmar (Researches into the composition of ocean-water, t. I). — Murray et Renard (Report on deap sea deposits, t. III, 525 p., 29 pl., 43 cartes, 22 pl. diagr.), etc., résumés avec cartes, dans *Scot. G. Mg.*, — *G. J.*, — *P. M.*, etc.

5. — Makaroff. Le Vitiaz et l'Océan Pacifique. Observations hydrographiques,... etc. St. Pétersbourg, 1894. 2 vol. in-8°, XLIII + 333 et 511 p., 12 tabl., 32 cartes (Russe et français).

6. — *D. Seewarte*. Atlas des Atlantischen Ozeans (2e éd., 1902). Stiller Ozean (1890), Indischer Ozean (1896). (Ces atlas sont indispensables pour l'étude des océans.)

7. — Supan. Tiefenkarte des Weltmeeres. *P. M.*, XLV, 1899, Taf. 12 (La terminologie fixée dans l'article : Terminologie der wichtigsten unterseeischen Bodenformen. (*P. M.*, 1903, p. 151) a été traduite par Thoulet, et revisée récemment par une Commission nommée à cet effet. (Rapport de la sous-Commission chargée de reviser la nomenclature des fonds océaniques. (*Cab. Sc. de S. A. S. le Prince de Monaco*, Carte Gén. des Océans, 2e fasc. 1912, p. 1-16.)

8. — *Carte bathymétrique générale des océans* dressée par ordre de S. A. S. le Prince de Monaco, 1 : 10.000.000. 26 f. Monaco, 1905 (2e édition en cours de publication depuis 1912).

9. — Penck (A.). Morphologie der Erdoberfläche, tome II.

10. — Nansen. Norvegian N. Polar expedition. Scientific results, t. IV : The bathymetrical features of the N. Polar sea. Kristiania, 1904, 232 p., 28 pl.

11. — Murray (J.) et Renard (A. F.). Carte des sédiments de mer profonde (extr. des *Challenger Reports*) publiée avec texte explicatif. Bruxelles, 1894.

12. — Thoulet. Carte lithologique des côtes de France, 22 feuilles, Paris 1899-1901 (représente les fonds de la Plateforme continentale).

13. — Murray (J.). On the annual range of the temperature of the surface water of the Ocean. *G. J.*, XII, 1898, p. 113-134. — Cf. Scott (G.). Die jährliche Temperaturschwankung der Ozeanwassers, *P. M.*, 1895, p. 153-159, pl. 10.

14. — Murray (J.). On the temperature of the floor of the Ocean. *G. J.*, XIV, 1899, p. 34.

15. — Buchan. On the similarities in the physical geography of the Ocean. *Proc. R. G. Soc.*, 1886.

16. — Schott (G.). Die Verteilung des Salzgehaltes im Oberflächenwasser der Ozeane. *P. M.*, 1902, p. 217-223, pl. 19.

17. — Köppen. Jahres-Isothermen und Isanomalen der Meeresoberfläche. *An. der Hydrogr. und maritimen Met.*, XXVI, 1898, p. 356-359, pl. 9 (repr. *P. M.*, XLIV, 1898, pl. 19).

18. — Thoulet (J.). Résultats des campagnes scientifiques accomplies sur son yacht par Albert I, prince de Monaco, 1902, 76 p.

19. — Groll (M.). Unterseeische Gebirge. *Z. Ges. Erdk. Berlin*, 1911, p. 116-124.

20. — Schott (Gerh.) et Schu (Fritz). Die Wärmeverteilung in den Tiefen des Stillen Ozeans. *An. der Hydrogr. und maritimen Met.* XXXVIII, 1910, p. 2-25, 18 cartes.

21. — Murray (J.). On the depth and marine deposits of the Indian Ocean. *Trans. Lin. Soc. London*, XIII, 3, 1910, p. 355.

22. — Collet (L. W.). Les dépôts marins. (Bibl. d'Océanographie phys., t. III.) Paris, 1908, in-8°, xii + 325 p., 35 fig.

23. — Weyprecht (K.). Die metamorphosen des Polareises. Wien, 1879.

24. — Arctowski (H.). Die antarktischen Eisverhältnisse. *P. M. Erg.*, 144, 1903, — et : Les Glaces, glace de mer et banquises. Résultats du voyage du S. Y. Belgica. Rapports Sc. Anvers, 1908, in-4°, 55 p., 7 pl.

25. — Fricker (K.). Die Entstehung und Verbreitung des Antarktischen Treibeises, Leipzig, 1893.

26. — Mecking. Die Eistrift aus dem Bereich der Baffinbai, *Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde Berlin*, 1906, H. 7.

27. — Helland Hansen (Bj.) and Nansen (Fr.). The Norwegian See, its physical Oceanography, based upon the Norwegian Researches 1900-1906. *Report. on Norwegian fishery and marine investigations*, II, 1909, n° 2, Kristiania, 390 p., 112 fig., 28 pl.

CHAPITRE II

MOUVEMENTS DES OCÉANS

Divers types de mouvements des océans. — Les mouvements qui agitent les océans sont de deux types très différents : les uns sont des mouvements rythmiques, qui n'amènent pas de déplacement réel, chaque molécule revenant après l'achèvement du cycle à la place qu'elle occupait d'abord : ce sont les vagues et les marées; — les autres produisent au contraire des déplacements de toute ou partie de la masse océanique, ce sont les courants de fond et de surface. Sous ces deux formes, les mouvements des océans intéressent la géographie. Les vagues sont le principal agent d'érosion des rivages maritimes. Les marées exercent aussi une action importante sur les côtes, dont elles retardent l'évolution vers la régularité. Quant aux courants, nous avons déjà eu plus d'une fois l'occasion de montrer l'influence qu'ils ont sur le climat. Les courants de fond tendent à égaliser la température de la masse océanique; les courants de surface, beaucoup plus rapides, créent des anomalies thermiques, qui déterminent les caractères les plus particuliers du climat des continents eux-mêmes.

Les vagues : houle, vagues forcées, ressac. — Les vagues ne sont que des mouvements superficiels de faible amplitude. La plus grande hauteur de vagues mesurée avec certitude est de 7 mètres. Les hauteurs de 16 et 18 mètres, observées, dit-on, dans les mers australes, sont douteuses. Dans la Méditerranée, on n'a pas observé de vagues de plus de 4 m. 50 [Cornish, 2]. La *longueur d'onde* (c'est-à-dire la distance entre les crêtes de deux vagues consécutives) est proportionnelle à la hauteur. Elle peut atteindre 500 mètres.

La profondeur jusqu'à laquelle se fait sentir le mouvement des vagues est intéressante à connaître au point de vue de l'érosion

marine. Théoriquement, le calcul montre que pour les plus grandes vagues connues l'agitation pourrait atteindre 700 mètres. Pratiquement, il ne semble pas que les vagues exercent une action sensible au-dessous de 50 mètres. Sur les côtes de Bretagne, on a constaté le transport de blocs, dont la nature géologique indique l'origine et qui ne pouvaient provenir que de hauts fonds immergés à 30 mètres (PRUVOST). Des îles volcaniques ont été détruites en formant une plate-forme sous marine à 60 mètres de profondeur [NANSEN, 4].

Les vagues sont produites, comme on le sait, par l'action du vent sur la surface des mers. Le *filage de l'huile*, qui amortit les tempêtes, est basé sur ce principe : l'huile répandue empêche l'adhérence de la surface de la mer avec l'air en mouvement. On peut d'ailleurs reproduire expérimentalement toutes les particularités des vagues dans un bassin fermé. Des expériences

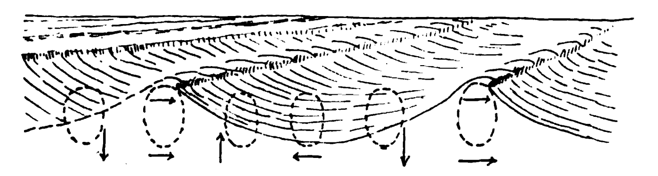


Fig. 114. — Mouvement orbitaire des vagues.
Les flèches indiquent le sens du mouvement à la surface.

avaient déjà été faites à ce sujet par AYMÉ, au commencement du XIX[e] siècle.

Ces expériences confirment la théorie d'après laquelle le mouvement des vagues est un mouvement oscillatoire, sans déplacement réel. On peut le comparer à celui produit par la chute d'un bâton dans une flaque d'eau. Malgré les rides, qui se propagent autour du point de chute, le bâton ne se déplace pas horizontalement. De même, les vagues les plus hautes ne font pas avancer la barque qu'elles soulèvent. La figure 114 montre clairement le sens du *mouvement orbitaire*, qui ramène chaque molécule à la place qu'elle occupait. Le cas envisagé est le plus simple, celui de la *houle*, qui propage sur de très grandes distances un mouvement initial dû au vent, comme les rides produites par la chute d'un bâton dans l'eau. La houle peut se montrer par un ciel serein et sans aucun vent, c'est le type de la *vague libre*.

Là où l'action du vent continue à se faire sentir, les conditions changent, la *vague* est *forcée*. Le mouvement initial ne peut se poursuivre aussi régulièrement, des vagues secondaires se forment sur le flanc de chaque vague; c'est ce qu'on observe toujours à l'approche des gros temps (*moutons*). Finalement la crête de la vague se trouve animée d'un mouvement beaucoup plus rapide et plus irrégulier que ses flancs; manquant de support, elle s'écroule en formant un panache d'écume. C'est la *vague déferlante*, caractéristique des tempêtes de large.

Au voisinage des côtes, toutes les vagues deviennent déferlantes. C'est ce qui donne le *ressac* (allemand *Brandung*, anglais *Surf*), dont l'aspect et le bruit sont familiers à quiconque a passé, ne fût-ce qu'une heure, au bord de la mer. Le ressac est dû à la diminution rapide de la profondeur auprès

du rivage. Dès qu'elle se rapproche du diamètre de la circonférence orbitaire, le mouvement de la partie inférieure de la vague est retardé. La crête, continuant avec la même vitesse, se trouve manquer de support et s'écroule (fig. 115). Le ressac est d'autant plus fort que les vagues sont plus hautes et la côte moins *accore*, c'est-à-dire plus plate. Dans les mers à marées, où, même sur les côtes escarpées, existe une plate-forme sous-marine comprise entre les laisses de haute et de basse mer, le ressac est partout très violent. Il rend l'abordage difficile sur toute la côte d'Afrique et dans les anses largement ouvertes comme les baies de Douarnenez et d'Audierne en Bretagne. C'est un des obstacles les plus sérieux à l'établissement des ports. A l'embouchure des grands fleuves, il forme une *barre* difficile à franchir dont l'importance est augmentée par la marée.

Quand la profondeur diminue brusquement, comme au pied d'une falaise, d'une digue ou d'une jetée, le ressac se change en vague ascendante. L'inter-

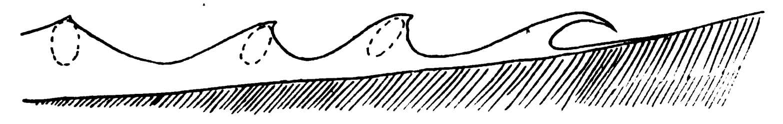


Fig. 115. — Théorie du ressac.

Inclinaison progressive du grand axe du mouvement orbitaire, dissymétrie croissant avec la diminution des profondeurs, jusqu'à l'écroulement de la crête.

férence entre plusieurs vagues successives soulève la crête verticalement et peut produire ces lames formidables, qui escaladent la falaise, lancent leurs panaches d'écume jusqu'aux lanternes des phares et parfois emportent sur une pointe avancée le promeneur imprudent.

Vagues de fond ou raz de marée. — On désigne sous le nom de *raz de marée* des vagues d'une hauteur exceptionnelle, qui assaillent brusquement les côtes par les temps les plus calmes, inondant le littoral et balayant tout sur une zone large parfois de plusieurs kilomètres. Ce sont de véritables oscillations rythmiques, car, après l'arrivée du flot, on voit la mer se retirer sur une distance égale, laissant à sec des baies de plusieurs kilomètres de largeur, pour revenir plusieurs fois.

L'origine de ces perturbations a pu être établie dans un certain nombre de cas, elle est due à un tremblement de terre ou à une violente éruption volcanique [de Montessus, 5]. C'est ainsi que le tremblement de terre d'Arica (Pérou) en 1868 produisit un raz de marée sur les côtes de la Nouvelle-Zélande, que l'explosion du Krakatoa amena la dévastation des côtes des Iles de la Sonde. La vitesse de propagation de ces vagues est égale à celle du flot de marée, d'où l'on conclut qu'elles intéressent comme lui toute la masse de l'Océan. Les hauteurs de 20 et même 30 m. constatées soit en Nouvelle-Zélande, soit dans les îles de la Sonde n'ont rien

d'étonnant dans de pareilles conditions, elles sont encore très faibles par rapport à la longueur d'onde, qui peut atteindre 150 km. La grande vitesse de translation horizontale explique les ravages exercés. Au Japon, où les raz de marée sont fréquents, on les désigne sous le nom de *tsunami*.

Les marées. — Le phénomène des marées est aussi universel que celui des vagues. C'est sur les côtes plates et au fond des baies qu'il est le plus sensible. L'aspect de la côte est transformé complètement par la baisse et la montée des eaux suivant un rythme semi-diurne. Deux fois par jour, on voit la mer revenir, s'étalant sur les vases et les bancs de sable et s'avançant jusqu'à une ligne qu'on appelle *laisse de haute mer*. Deux fois, à 6 heures d'intervalle, elle se retire découvrant des espaces immenses jusqu'à la *laisse de basse mer*. Les échelles placées dans les ports (*marégraphes*) permettent d'apprécier l'oscillation verticale des niveaux, qui atteint dans les cas extrêmes 15 et 18 mètres, bien que par sa lenteur elle frappe moins que le mouvement horizontal apparent des eaux. Dans les baies et les détroits, la montée des eaux est accompagnée d'un courant très sensible appelé *flux* ou *flot* (anglais *rise*, allemand *Steigendwasser*) et suivie d'un courant en sens contraire appelé *reflux* ou *jusant* (anglais *fall*, allemand *Fallendwasser*). Il est à remarquer que le flux dure encore quand les eaux baissent déjà. Cette seule constatation suffit à montrer que le mouvement des marées doit être une ondulation rythmique comme les vagues, une sorte de grande houle à période semi-diurne. Il est vrai que, suivant cette conception, le flux devrait durer jusqu'à la mi-marée, comme le mouvement ascendant se fait sentir dans une vague jusqu'à la demi-période (v. fig. 114). Or il n'en est rien : à Cuxhaven, sur l'Elbe, le changement de courant a lieu 1 h. 30 après la marée basse, dans l'estuaire de la Tamise deux heures après. Ces anomalies sont dues à la forme des rivages, et nous y voyons déjà l'indication d'un des points les plus importants de la théorie des marées.

En observant la ligne atteinte par la haute mer chaque jour, ou en notant les indications d'un marégraphe pendant plusieurs mois, nous constaterions que l'amplitude de la marée varie, en même temps que l'heure de la haute mer retarde chaque jour de 50 minutes. L'amplitude la plus grande est atteinte tous les 15 jours. Ce sont les *vives eaux* (anglais *springtide*, allemand *Springzeit*); tandis que l'amplitude la plus faible est appelée *mortes eaux* (anglais *neaptide*, allemand *Taubezeit*). Cette constatation suffit pour démontrer une relation

entre la marée et un phénomène cosmique, dont la période est mensuelle, la révolution de la Lune autour de la Terre. Cette révolution, combinée avec la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles, fait reparaitre la Lune au-dessus de l'horizon non pas au bout de 24 heures, mais après 24 heures 50 m. Ainsi s'explique le retard quotidien de la marée.

Ces considérations sont tellement simples qu'elles avaient déjà été reconnues par les anciens. Depuis longtemps on a remarqué la coïncidence des vives eaux avec certaines phases de la lune (*syzygies*). Mais la coïncidence parfaite n'existe pas et il y a toujours un retard plus ou moins grand, dû à la forme des bassins océaniques et des rivages.

Théorie des Marées. — C'est Newton, dans ses *Principia philosophiae naturalis*, qui donna la première théorie des marées. En 1740, Bernouilli en calculait les tables. Laplace développait le problème analytiquement pour un globe à surface entièrement océanique, en envisageant la marée comme une grande vague, Airy et Börgen [7] ont trouvé moyen d'expliquer la plupart des anomalies par la théorie dite des canaux.

Le principe général est facile à comprendre (fig. 116).

Imaginons une Terre purement océanique. La Lune exerce sur la masse liquide une attraction plus forte en M qu'en A et B, d'où gonflement des eaux en M. Le point où cette attraction est le plus faible est le point M'; le résultat est le même que si la surface océanique y était attirée par une force dirigée suivant MM'. Comme la Terre tourne, le gonflement des points M et M' se déplace à sa surface en formant une véritable vague à période semi-diurne. On peut en calculer la hauteur qui est de 563 millimètres. Si la Lune était seule à faire sentir son action, il n'y aurait pas d'inégalité dans les marées, sauf celles qui résulteraient de l'excentricité de l'orbite lunaire. En réalité le Soleil exerce lui aussi une attraction et détermine une vague, qui, suivant les cas, s'ajoute à la vague lunaire ou la neutralise en partie. Plus gros que la Lune, il est beaucoup plus éloigné, aussi son action est-elle moins considérable. La hauteur de la marée solaire n'est que de 246 mm.

Fig. 116. — Théorie des marées sur un globe entièrement océanique.

En haut, explication de l'action de la lune (*l*) sur la pellicule océanique (MAM'B). En bas, les 4 positions relatives principales de la Terre (*t*) de la Lune (*l*) et du Soleil (*s*): I et III, syzygie; II et IV, quadrature; I, conjonction; III, opposition.

Pour comprendre la combinaison des actions solaire et lunaire, il suffit d'envisager deux cas extrêmes comme le montre la figure 112. Lorsque la Terre, la Lune et le Soleil sont sur une même ligne (*syzygie*), l'action du

Soleil et celle de la Lune s'ajoutent, que les deux astres soient en *conjonction* ou en *opposition*, ce sont les vives eaux; au contraire, on conçoit facilement que la vague solaire tende à neutraliser la vague lunaire dans le cas où le Soleil et la Lune sont en *quadrature*. Ce sont les mortes eaux. La marée de syzygie aura donc comme valeur 563 + 246 = 809 mm. La marée de quadrature 563 — 246 = 317 mm. En tenant compte de l'excentricité de l'orbite lunaire, on arrive aux valeurs extrêmes de 906 et 207 mm.

Ces valeurs sont bien loin de celles que l'expérience constate : 14 à 15 mètres au Mont Saint-Michel, 18 mètres dans la baie de Fundy (Nouvelle-Écosse). Il est vrai que l'amplitude diminue lorsqu'on s'éloigne des continents ; mais même sur le bord d'îles situées au milieu de l'Atlantique elle dépasse un mètre. Cette anomalie s'explique si l'on songe que la surface terrestre est partagée de façon irrégulière entre les continents et les océans, et que ceux-ci présentent des variations de profondeur très notables. La vague de marée, qui intéresse toute la masse océanique, est gênée dans sa propagation par les hauts fonds, les îles et les continents. On peut la considérer comme une vague forcée qui parcourt un canal, transformée en vague libre par le relèvement du fond à l'approche des continents et le resserrement des rivages dans les golfes et les mers bordières. Or, si la hauteur maximum des vagues forcées est proportionnelle à la profondeur, celle des vagues libres croit au contraire quand la profondeur diminue. La vague monte, en même temps que sa propagation est retardée. Le phénomène est comparable à celui qui déforme les vagues à l'approche des côtes et fait s'écrouler leurs crêtes.

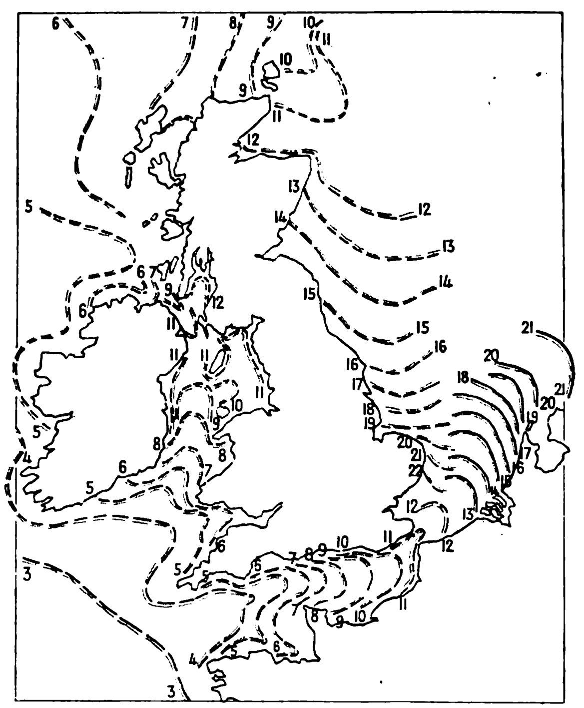


Fig. 117. — Lignes cotidales autour des Iles Britanniques. La numérotation des heures indique le sens de propagation du flot.

La hauteur de la marée est connue jour par jour pour les principaux ports et se trouve dans des tables qui donnent aussi l'*établissement* du port, c'est-à-dire le retard constant entre l'heure du passage de la Lune au méridien en syzygie et l'heure de la pleine mer des vives eaux. Ce retard atteint 2 h. 13 à Dunkerque. En joignant les points où l'établissement est le même, on obtient des *lignes* dites *cotidales* (fig. 117), qui montrent nettement les conditions de propagation de la vague de marée. Elle remonte en sens

contraire la Manche et la mer du Nord. Le flot venant de la Manche franchit le premier le détroit du Pas-de-Calais; la rencontre des deux courants dans la partie méridionale de la mer du Nord amène la précipitation d'immenses bancs de sable (Dogger Bank).

Importance géographique des marées. — Le phénomène des marées, d'origine purement cosmique, est cependant tellement diversifié par le relief sous-marin et la répartition des terres et des mers, qu'on pourrait le citer comme exemple de l'influence des facteurs géographiques sur toutes les manifestations de la vie physique à la surface du globe.

Sur un globe à surface entièrement océanique, la marée serait insignifiante, n'atteignant même pas un mètre. Si les continents n'étaient pas découpés sur leurs bords, frangés de mers bordières, de golfes et d'archipels, et entourés par la Plateforme Continentale qui soulève la vague de marée, le phénomène resterait sans importance. La classification morphologique des masses océaniques, que nous avons esquissée, explique les caractères des marées. Relativement peu marquées dans les océans, c'est dans les mers bordières qu'elles atteignent leur plus grande amplitude et montrent les irrégularités les plus significatives. Dans le golfe du Tonkin et le golfe du Mexique, par suite d'un jeu d'interférence entre les deux ondes semi-diurnes, il n'y a qu'une marée par jour. Il en est de même au fond de l'Adriatique.

Les estuaires des grands fleuves, les manches des archipels se comportent comme des mers bordières. Partout où la marée est amenée à s'engager dans un chenal, elle acquiert une force exceptionnelle. La vitesse des courants de marée dépasse cinq nœuds dans la plupart des chenaux des îles de la côte bretonne. Dans le Morbihan et au Fromveur, le flot de jusant bouillonne comme un rapide fluvial. De pareils courants sont capables, sinon d'éroder la roche en place, du moins de balayer les débris de l'érosion. Ils empêchent l'envasement des chenaux insulaires, maintiennent libre l'entrée des golfes, si encombrés soient-ils par les vases, et entretiennent les estuaires malgré l'abondance des apports fluviaux. Aussi permettent-ils l'existence des ports d'estuaires, qui s'établissent généralement à la limite extrême du flux (Rouen, Nantes, Bordeaux, Londres, Hambourg, etc.).

Le courant du flot se propageant en sens contraire de l'écoulement des eaux fluviales, peut, lorsque la vitesse du fleuve est assez grande, donner lieu à la formation d'une vague déferlante, qui remonte le fleuve. C'est le *mascaret* de la Seine, la *bore* du Gange, le *pororoca* de l'Amazone.

Les courants marins. Procédés d'observation. — Les vagues et les marées ne sont que des mouvements oscillatoires, qui ne changent rien à la répartition des températures et de la salinité. Au contraire, les courants marins proprement dits forment une véritable circulation, qui modifie profondément l'état physique et chimique de la masse océanique et dont l'influence se fait sentir sur le climat des continents eux-mêmes.

Il y a dans les océans des courants se déplaçant horizontalement soit à la surface, soit dans les profondeurs, et des mouvements dans le sens vertical. Les courants de profondeur et les mouvements verticaux ne sont pas directement observables. Leur existence se déduit de la répartition des températures et des salinités. Nous avons vu (chapitre précédent) qu'il est impossible de comprendre l'égalité de température qui règne partout au fond des grands océans sans admettre un afflux des eaux froides polaires s'écoulant jusqu'à l'équateur. La forte salinité et les hautes températures des eaux profondes vers les Açores doivent être attribuées à l'expansion des eaux méditerranéennes débouchant par le détroit de Gibraltar. Les basses températures observées à la surface de la mer vers les Canaries et le Cap Vert ne peuvent être dues qu'à une montée des eaux profondes déterminée par l'alizé qui chasse les eaux superficielles vers le Sud-Ouest.

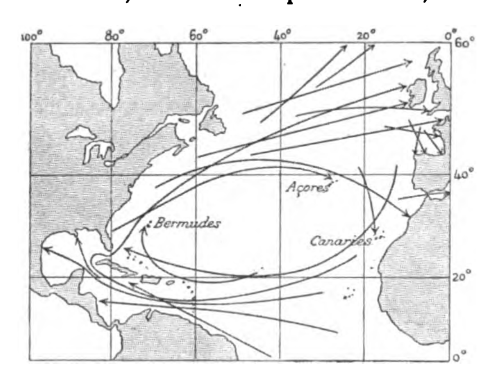


Fig. 118. — Trajets des bouteilles lancées dans l'Atlantique Nord, d'après les *Pilot charts*.

Les courants de surface sont seuls directement observables. Leur vitesse est beaucoup plus grande que celle des courants de profondeur. Ponce de Léon vit en 1513 une de ses caravelles emportée par le courant des Florides. Actuellement encore les grands vapeurs eux-mêmes ont à tenir compte de la gêne apportée à la navigation par les courants. C'est même par la déviation imprimée aux navires qu'on détermine le plus souvent la force et la direction des courants. L'usage des flotteurs peut servir de contrôle aux résultats d'ensemble déduits d'un grand nombre d'observations de ce genre. Des bouteilles, renfermant une notice sur le lieu et le jour de leur lancement, sont recueillies lorsqu'elles atterrissent et indiquent le sens et la vitesse moyenne de leur translation. On a pu ainsi démontrer la fausseté des idées admises pendant longtemps sur la circulation dans le golfe de Gascogne et vérifier l'existence d'un circuit fermé de courants dans le bassin de l'Atlantique Nord (fig. 118). On obtient des résultats plus précis par l'usage des flotteurs de dimensions assez considérables. Lancés dans une mer assez fréquentée, ces flotteurs ont chance d'être repérés et observés jour par jour. L'opération est malgré tout difficile et

hasardeuse. Notons enfin qu'on a construit des moulinets du genre de ceux qui servent à mesurer la vitesse des rivières, et qui, immergés à différentes profondeurs, donnent exactement la vitesse du courant.

Tous ces procédés d'observation ne nous renseignent que sur les mouvements superficiels.

Caractères généraux des courants de surface. — Peu de questions de géographie physique ont été aussi discutées que celle de l'origine des courants marins, Zöppritz [9] a attaché son nom à la théorie qui les considère comme dus à l'impulsion du vent, suivant une idée inspirée depuis longtemps aux navigateurs des zones tempérée et chaude par l'expérience même. Nansen [10] et Ekmann [11] ont montré les points faibles de cette théorie et rendu la faveur aux explications depuis longtemps données par les physiciens, tirées des différences de température et de densité. Laissant pour le moment ces discussions, voyons quels sont les caractères des courants marins, spécialement des courants de surface, les seuls qui nous soient bien connus.

La vitesse, suffisante pour gêner la navigation, est en moyenne celle d'un grand fleuve à pente faible, c'est-à-dire moins d'un mètre par seconde; elle atteint exceptionnellement 2 m. 50 dans le courant des Florides. Cette vitesse diminue en profondeur, et, à partir de 200 mètres, les courants les plus puissants ne sont décelables que grâce au thermomètre.

Si nous jetons un coup d'œil sur une carte d'ensemble de la répartition des courants superficiels (fig. 121) nous devons remarquer deux faits dont on peut tirer des conséquences importantes pour la théorie même. Les courants forment des systèmes tourbillonnaires séparés dans les différents bassins océaniques et dans les deux hémisphères; le mouvement y a lieu en sens inverse de part et d'autre de l'équateur. On doit en conclure que les courants sont influencés par la forme des bassins océaniques et par la rotation de la terre. Quelle que soit l'origine qu'on leur reconnaisse, on devra tenir compte de cette double conclusion.

Les courants se heurtant contre les masses continentales sont réfléchis et amenés à se diviser suivant l'angle d'incidence ainsi que l'ont montré des expériences dues à Krümmel (fig. 119). La rotation de la terre agit sur les courants, comme sur tous les mouvements qui se produisent à la surface du globe, en les déviant vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. La déviation ne dépend pas de la direction, mais seulement de la vitesse et de la latitude. On a déjà vu à propos du vent

(p. 149) que sa valeur est donnée par la formule $2\omega \sin \varphi$. C'est pour n'avoir pas suffisamment tenu compte de cette influence de la rotation terrestre que la théorie de Zöppritz s'est trouvée frappée de suspicion légitime.

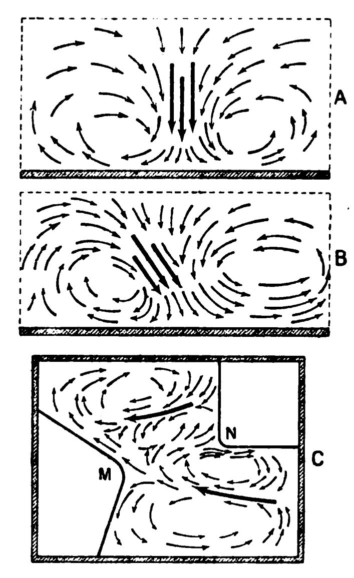


Fig. 119. — Expériences de Krümmel, montrant la division des courants réfléchis contre un obstacle.

Les flèches renforcées indiquent le résultat direct de l'impulsion donnée par un soufflet, c'est l'analogue d'un *courant forcé*; les flèches ordinaires indiquent les résultantes, analogues aux *courants libres*.

A, Division du courant avec production de deux tourbillons symétriques, par heurt contre une paroi sous un angle de 90°. — B, Division avec production de tourbillons inégaux, par heurt contre une paroi sous un angle de 60°. — C, Systèmes tourbillonnaires produits dans une cuve rectangulaire modifiée par l'interposition des masses M et N de façon à rappeler la forme de l'Atlantique moyen. Noter la division du courant se heurtant en M, analogue à celle du courant équatorial sud heurtant le Brésil (fig. 121) ; le contre-courant, ou *courant de compensation* se dirigeant en sens inverse des deux courants forcés primitifs de M à N et sa division en N, analogue à celle du courant de Guinée.

Origine des courants marins. — Voyons maintenant quelles forces peuvent théoriquement produire des courants marins.

Deux cas peuvent être envisagés : une différence de niveau déterminant un écoulement du point haut vers le point bas, — une impulsion mécanique superficielle produite par le vent. On peut parler dans le premier cas de *courant de décharge*, dans le second de *courant d'impulsion*.

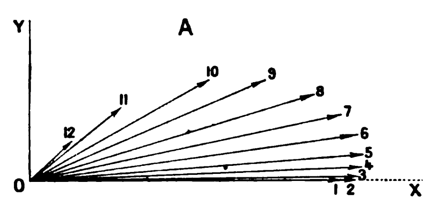
Le niveau des océans peut être affecté par les variations de la pression atmosphérique, celles de la température et de la densité des eaux elles-mêmes.

Les hautes pressions doivent déprimer la surface de la mer; mais le calcul montre que la dénivellation produite par les plus grandes différences de pression moyenne à la surface des grands océans ne dépasserait guère 30 centimètres. Ce n'est que dans le cas de mers séparées communiquant par un détroit, qu'on peut admettre une influence notable des variations de la pression atmosphérique. Ainsi le courant des Florides paraît accéléré lorsqu'une aire cyclonale occupe la région du bas Mississipi et le golfe du Mexique.

L'effet des différences de température et de densité des eaux est certainement plus important. Le mouvement de l'eau tendant à égaliser les densités est comparable à celui de l'air entre les centres de hautes et basses pressions; il est déterminé par une force perpendiculaire aux lignes d'égale densité, qui peut être appelée le gradient marin. Ce mouvement n'échappe pas plus que celui de l'air à la déviation par la rotation de la terre. Mais le frottement est beaucoup plus fort dans l'eau que dans l'air. Il augmente de la surface vers la profondeur, diminuant la déviation, en même temps qu'il ralentit le mouvement. D'après Ekmann [11] la déviation serait de 90° à la surface pour les latitudes moyennes et ne serait plus que

de 45° à la profondeur où la vitesse devient pratiquement nulle. Nous appellerons cette profondeur la *profondeur limite* du courant, expression préférable à celle de profondeur de frottement (*Reibungstiefe*) dont se sert Ekmann (figure 120 A).

Dans le cas d'une impulsion mécanique produite par le vent, les conditions sont tout à fait différentes. La force déterminant le mouvement n'agit directement qu'à la surface, au lieu d'agir théoriquement sur toute l'épaisseur de la colonne liquide. C'est le frottement qui propage le mouvement en profondeur, chaque couche entraînant celle qui est immédiatement audessous d'elle. A chaque transmission de mouvement il y a lieu de tenir compte de la rotation terrestre. D'après Ekmann, la déviation étant de 45° à la surface pour les latitudes moyennes, augmente en profondeur en même temps que la vitesse diminue; elle atteint 180° à la profondeur limite (fig. 120 B).



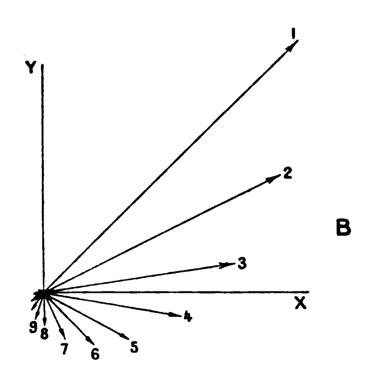


Fig. 120. — Déviation due à l'influence de la rotation terrestre, dans un courant de décharge (A) et dans un courant d'impulsion (B), d'après W. Ekmann.

OY est dans les deux cas la direction de la force qui donne naissance au courant.
Les flèches indiquent la direction et (par leur longueur) la vitesse du courant aux différentes profondeurs, en partant de la surface dans l'ordre des numéros.

La comparaison entre les résultats d'Ekmann relatifs aux courants d'impulsion et aux courants de décharge conduit à une conclusion très importante : les variations de la déviation en profondeur étant de signe contraire dans les deux cas, il est évident que les courants dus à la fois au vent et aux différences de densité auront une déviation relativement faible. Or il est très vraisemblable que beaucoup de courants sont à la fois courants d'impulsion et courants de décharge.

On doit encore remarquer que Ekmann ne tient pas compte de l'influence de la latitude. Ses calculs ne sont donc valables que pour les latitudes moyennes. Au voisinage de l'équateur la déviation est dans tous les cas beaucoup plus faible. Enfin il faut se rappeler que les calculs s'appliquent à un océan de profondeur illimitée, ou du moins très supérieure à la profondeur limite du courant. Pour des profondeurs plus faibles, le frottement est beaucoup plus fort et la déviation plus faible (Ekmann a lui-même reconnu que la déviation ne peut dépasser 30° dans aucun cas si la profondeur est inférieure au quart de la profondeur limite).

On peut concevoir une troisième catégorie de courants : ce sont les *courants de compensation*. Ils doivent forcément se produire dans le cas de courants d'impulsion. L'eau chassée par le vent doit être remplacée, sous peine d'un abaissement notable de la surface du côté d'où souffle le vent et d'une élévation du côté opposé. On peut produire expérimentalement

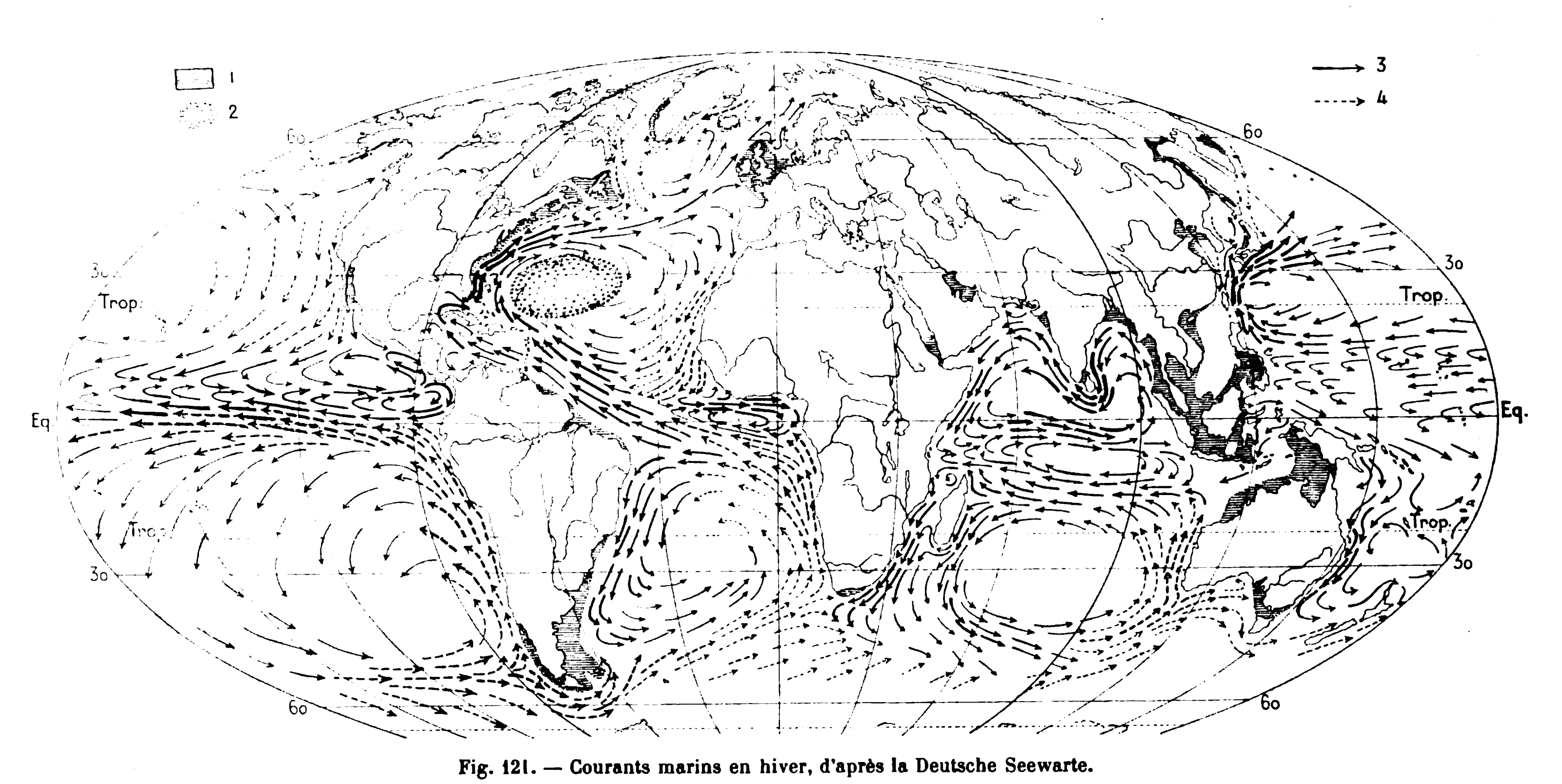


Fig. 121. — Courants marins en hiver, d'après la Deutsche Seewarte.

1, zone de courants de marée prédominants; 2, mer des Sargasses (accumulation d'algues flottantes au centre du circuit de l'Atlantique Nord); 3, courants chauds; 4, courants froids. La force relative des courants est indiquée par la grosseur et le nombre des flèches.

des courants de compensation (fig. 119 C). Dans les mers peu profondes, on constate, par des vents violents, de réelles dénivellations de la surface, donnant naissance à des courants. Les nivellements de précision ont montré sur la côte Sud de la Baltique un relèvement du niveau moyen de la mer vers l'Est dû à la prédominance des vents d'Ouest.

Les courants de compensation peuvent être des courants superficiels se déplaçant en sens contraire du courant d'impulsion, et obéissant, au point de vue de la déviation par la rotation terrestre, aux mêmes lois que les courants de décharge. Ils peuvent aussi prendre la forme de courants de profondeur animés d'un mouvement ascensionnel, qui amène les eaux froides à la surface. L'expérience montre en effet que la température des eaux littorales baisse toujours rapidement lorsque le vent souffle avec violence de la terre vers la mer. C'est là un fait frappant dans les mers peu profondes comme la Baltique.

Les systèmes de courants des basses et moyennes latitudes. — Si l'on cherche à appliquer ces notions théoriques aux faits actuellement connus, il semble qu'on puisse dire que les courants des basses et moyennes latitudes sont surtout des courants d'impulsion (dus au vent) tandis que dans les hautes latitudes, les conditions sont certainement plus complexes et les courants de décharge jouent un rôle très important.

Un bassin océanique s'éten-

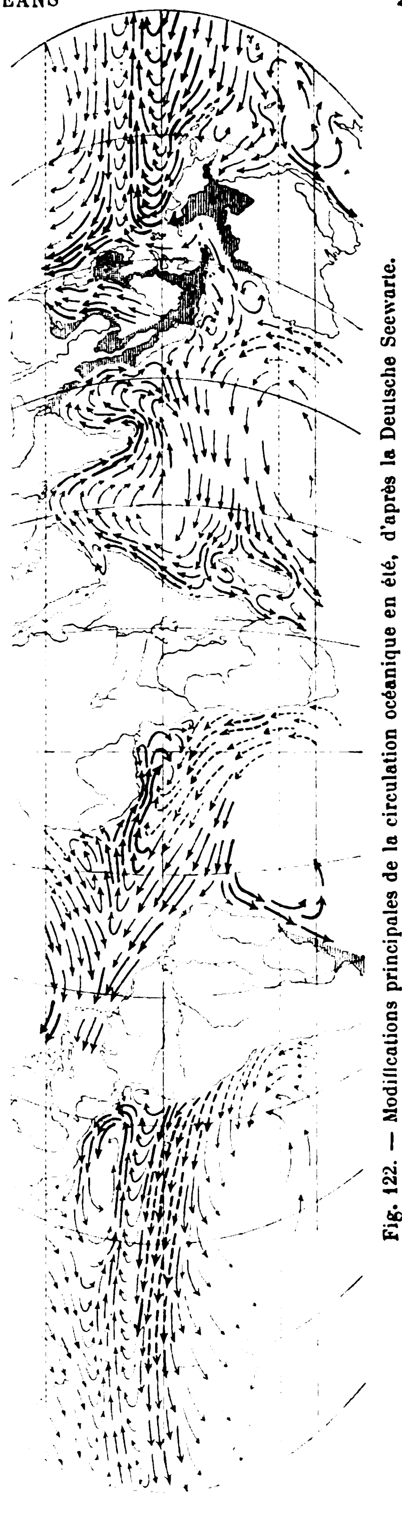


Fig. 122. — Modifications principales de la circulation océanique en été, d'après la Deutsche Seewarte.
Mêmes signes que pour la figure 121.

dant sur les deux hémisphères devra nécessairement développer deux systèmes tourbillonnaires se déplaçant en sens contraire de part et d'autre de l'équateur. Les alizés, qui sont les vents les plus constants soufflant toute l'année, donneront deux courants d'impulsion, dont la direction, déviée faiblement, vu la latitude, vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud, se rapprochera sensiblement de l'E.-W. Un courant de compensation doit se former entre les deux courants; il existe dans l'Atlantique (courant de Guinée), aussi bien que dans le Pacifique (fig. 121). Le développement des systèmes tourbillonnaires est conditionné par la forme des bassins. Les eaux poussées vers l'Ouest sont réfléchies par la masse continentale qu'elles heurtent sous un angle légèrement inférieur à 90°, suivant des conditions analogues à celles de l'expérience de Krümmel (fig. 119) et donnent naissance à des courants libres formant les systèmes tourbillonnaires qu'on retrouve partout de part et d'autre de l'équateur.

La comparaison des différents océans fera voir comment les conditions locales et surtout la forme des bassins océaniques peuvent modifier ce schéma général. En même temps, il est possible de montrer par les variations saisonnales des courants, parallèles à celles des vents, le rôle prépondérant des courants de chasse dans les basses latitudes.

L'*Océan Atlantique* avec son étranglement médian est dans des conditions particulières, reproduites par une des expériences de Krümmel (fig. 119 C). Le courant équatorial Sud, divisé par la pointe de l'Amérique, vient renforcer le courant équatorial Nord. C'est ce qui explique la force étonnante du courant des Caraïbes, dont la vitesse varie entre 50 centimètres et 1 mètre à la surface sur une largeur de 300 kilomètres, ainsi que du courant des Antilles. Le *Gulf stream* lui-même doit sa vigueur à cette impulsion dont il dérive, et non, comme l'indique son nom tiré d'une théorie très contestable sur son origine, à une différence de niveau entre le golfe du Mexique et l'océan Atlantique. La vitesse exceptionnelle du courant des Florides est due à l'étroitesse du chenal limité à l'est par les îles Bahama.

La masse des eaux chaudes accumulées sur le bord occidental de la cuvette atlantique par le courant nord-équatorial renforcé est sans exemple; on a vu au chapitre précédent que des températures anormalement élevées se rencontrent là jusqu'à 500 mètres de profondeur. C'est l'écoulement vers le Nord de ces masses d'eau chaudes, dévié graduellement vers l'Est le long de la côte américaine, qui forme réellement le *Gulf stream*, branche du circuit tourbillonnaire nord-équatorial.

Un courant froid ferme ce circuit sur la côte d'Afrique. C'est le courant des Canaries dont les températures basses s'expliquent surtout par la montée à la surface des eaux profondes, suivant un mécanisme déjà indiqué. Dans l'hémisphère Sud le courant du Benguéla est encore plus

froid et imprime au climat de la côte africaine un caractère particulier (cf., p. 221).

L'*Océan Pacifique* est remarquable par la force du courant sud-équatorial et son caractère froid à l'Est. Il y a là une montée à la surface des eaux profondes, qui influe sur le climat de la côte sud américaine et des îles Galapagos. Le courant de compensation qui vient baigner le Mexique est au contraire très chaud. La réflexion des courants sur le bord du continent asiatique produit le Kouro-Sivo, analogue du *Gulf stream*.

L'*Océan Indien* présente des conditions anormales, qui ne peuvent être comprises sans considérer les variations saisonales des courants, en rapport direct avec celles de la pression atmosphérique et des vents (fig. 121 et 122).

Seul le système tourbillonnaire de l'hémisphère Nord est constant; encore présente-t-il en hiver un renforcement notable de la branche descendante froide, dû à l'influence de la mousson australienne, et un grand développement de la branche ascendante chaude, dû à la mousson sud-africaine. Quant au circuit septentrional, le sens de la circulation y est renversé d'une saison à l'autre. Ce renversement correspond évidemment à celui des vents de mousson. L'impulsion première paraît venir du golfe du Bengale, où les courants sont particulièrement violents. L'influence des formes du rivage est frappante.

Systèmes de courants des hautes latitudes. — L'Atlantique Nord. — Il ne semble pas qu'on puisse expliquer les systèmes de courants des hautes latitudes, comme ceux des régions équatoriales et tropicales. Le seul bassin océanique qui nous soit bien connu est celui de l'Atlantique Nord; il est hors de doute que les courants y sont déterminés surtout par les différences de température et de densité des eaux; mais ils peuvent être aussi influencés par les vents.

La tendance générale qui domine est l'échange des eaux chaudes et salées des basses latitudes avec les eaux froides et moins salées des régions polaires. L'afflux des eaux tropicales se porte sur le bord oriental du bassin; c'est le courant improprement appelé *Gulf stream*, parce qu'il semble continuer le courant du même nom qui fait partie du système tourbillonnaire nord-équatorial. Les eaux polaires s'épanchent sur le bord occidental du bassin, longeant le Groenland et le Labrador jusques et au delà de Terre-Neuve, où elles apportent les glaces de banquise et les icebergs L'influence de la rotation de la terre contribue à localiser plus étroitement ces deux courants, qui, déviés vers la droite, se serrent l'un contre l'Europe qu'il réchauffe, l'autre contre l'Amérique qu'il refroidit singulièrement. C'est ainsi que les eaux chaudes du *Gulf stream* baignent toutes les côtes d'Irlande et pénètrent jusque dans les Fjords de Norvège, qui restent toujours libres de glace jusqu'au cap Nord.

Les eaux du courant du Labrador s'épanchent sur le banc de

Terre-Neuve et viennnent baiger la côte américaine jusqu'à Boston et New-York. Elles arrivent là en contact avec le *Gulf stream* proprement dit.

La lutte des deux courants a frappé depuis longtemps les navigateurs. On donnait le nom de mur froid (*cold wall*) à la ligne de démarcation des eaux chaudes et des eaux froides, marquée souvent par un saut brusque de température de plus de 10 ou 12° et par la couleur même des eaux.

Les cartes d'isothermes (fig. 104, 105) et d'isanomales (fig. 106) montrent assez qu'on a bien là le lieu des plus forts contrastes thermiques connus à la surface des mers. En réalité les deux courants ne restent pas rigoureusement séparés : des tourbillons se produisent au contact, et il en résulte

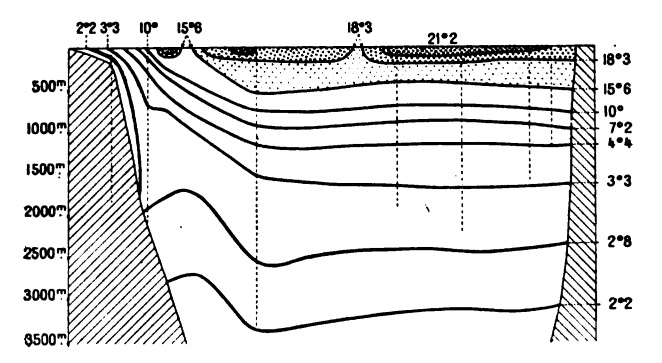


Fig. 123. — Profil thermique entre Halifax (Nouvelle-Écosse) et les Iles Bermudes montrant le « delta du Gulf stream », d'après Boguslawski.

au Sud du banc de Terre-Neuve un mélange des eaux, donnant à la surface une série de bandes alternantes d'eaux chaudes, salées et bleues, et d'eaux froides relativement douces, plus opaques et souvent charriant des glaces. Ce phénomène a fait parler d'un *delta du Gulf stream*, comme si le courant se perdait en ramifications multiples dans les eaux froides (fig. 123).

Ce brassage des eaux polaires et tropicales a des conséquences importantes non seulement au point de vue physique mais même au point de vue biologique. Il hâte la fusion des icebergs, précipitant les matériaux solides qu'ils contiennent et surélevant la mer en accroissant le banc de Terre-Neuve; il donne lieu à des brouillards épais et favorise la formation des cyclones se déplaçant vers l'Est. Il contribue enfin au développement de la vie animale au sein des eaux, riches à la fois du plankton tropical et du plankton arctique, attirant dans des parages inhospitaliers les flottilles de pêcheurs.

Le grand mouvement d'échange des eaux polaires et tropicales dont l'Atlantique Nord est le théâtre ne peut s'accomplir sans être influencé par la forme du bassin océanique, plusieurs fois barré par des îles et des hauts fonds, et ne peut échapper à l'influence des vents eux-mêmes.

Le circuit tourbillonnaire formé au Sud de l'Islande s'explique aussi bien par la considération des densités (la direction du courant d'Irminger faisant un angle de 90° avec le gradient marin, comme l'a montré WEGEMANN 19), que par l'influence des vents tourbillonnant autour du minimum d'Islande, ou par la déviation d'une partie des eaux du *Gulf stream* réfléchi par le seuil élevé qui joint l'Islande à l'Écosse.

Les vents d'WSW. dominant sur l'Atlantique NE. et les vents de NW. dominant sur les rivages de l'Amérique et du Groenland ne peuvent que renforcer le courant chaud oriental et le courant froid occidental. On en a la preuve dans les variations parallèles de la température des eaux et des pressions barométriques, variations dont la répercussion se fait sentir sur le climat même de l'Europe.

Variations des courants de l'Atlantique Nord et leurs relations avec le climat. — On a depuis longtemps reconnu l'influence des

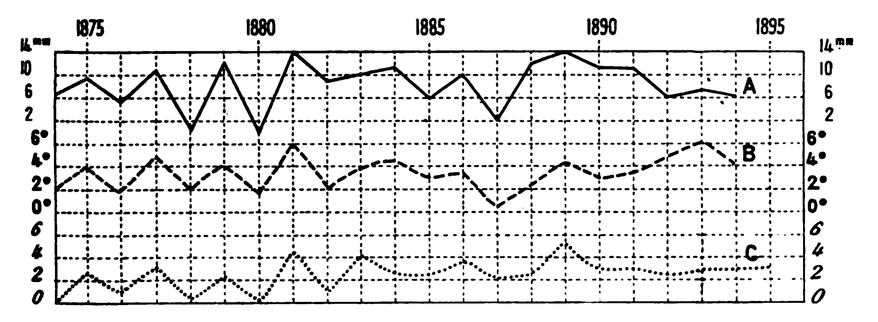


Fig. 124. — Influence du *Gulf stream* sur le climat, d'après Meinardus.
A, différence de pression entre Copenhague et Stykkisholm en septembre et janvier; B, température à Copenhague, mars et avril; C, température à Christiansund, novembre et janvier.

courants et spécialement du *Gulf stream* sur le climat de l'Europe. MEINARDUS [21] en a donné la démonstration en comparant les variations de la température sur la côte de Norvège (reflet de l'intensité du *Gulf stream*) avec celles du minimum d'Islande (différence de pression Copenhague-Stykkisholm) et celles de la température à Copenhague (expression du climat de l'Europe centrale) (fig. 124). Aux hivers où le *Gulf stream* faiblit correspond un affaiblissement de l'aspiration du minimum d'Islande, des vents d'Ouest moins marqués et des printemps froids compromettant les récoltes en Allemagne.

PETERSEN [22] a précisé et expliqué le mécanisme du phénomène. Les

variations de la température de l'Atlantique entre 30 et 40° de lat. peuvent atteindre d'après lui 5° et sont toujours de signe contraire à l'E et à l'Ouest. Aux années de température plus haute à l'Est, plus basse à l'Ouest, le minimum d'Islande recule vers le Groenland. Ses variations d'intensité sont en rapport d'ailleurs, comme on l'a vu (p. 227) avec celles du maximum des Açores.

Il semble qu'on assiste à une sorte de réaction tendant à rétablir l'équilibre thermique dans l'eau et l'atmosphère. Les phases du cycle seraient les suivantes : 1° minimum d'Islande se portant à l'Ouest (fig. 125 A), d'où vents

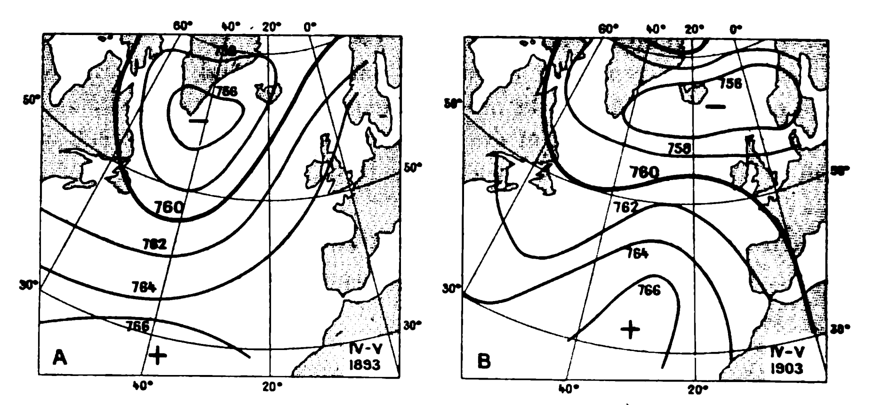


Fig. 125. — Types de répartition des pressions influant sur les courants dans l'Atlantique Nord, d'après PETERSEN.

A, type favorisant l'extension du Gulf stream en produisant des vents de Sud-Ouest.
B, type contraire au Gulf stream par suite de la prépondérance des vents d'Ouest et Nord-Ouest.

d'Ouest-Sud-Ouest renforcés sur l'Atlantique Est et aflux plus grand d'eaux chaudes; 2° air réchauffé et plus humide, dépressions barométriques plus fréquentes, déplacement du minimum d'Islande vers l'Est (fig. 125 B), vents tournant au Ouest-Nord-Ouest; 3° ralentissement du courant chaud, ayant comme conséquence un affaiblissement du minimum d'Islande, qui nous ramène à la phase du début.

Reste à savoir la cause première des variations. Il est probable qu'il faut la chercher dans la fusion plus abondante des glaces polaires à la suite d'étés exceptionnellement chauds.

Peu d'études sont plus propres que celles-ci à faire sentir la solidarité qui existe entre tous les phénomènes géographiques. Elle peut avoir même un certain intérêt pratique, car on commence à y soupçonner un moyen de prévoir à l'avance les caractères des saisons et l'avenir probable des récoltes.

---

1. — KRÜMMEL. Handbuch der Ozeanographie, 2e édition, t. II. Stuttgart, 1911, in-8°, XVI + 764 p.

2. — CORNISH (Vaughan). The dimensions of the deep sea waves and their relation to meteorological and geographical conditions. *G. J.*, XXIII, 1904.

3. — SCHOTT (G.). Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See. *P. M. Erg.*, n° 103, 1893 (important pour les vagues).

4. — NANSEN. The Norwegian North polar expedition. Scientific results, IV, p. 136-144 (étudie, avec bibliographie, la profondeur maxima où les mouvements des vagues exercent une action sur les fonds).

5. — DE MONTESSUS DE BALLORE (F.). La Science séismologique. Paris, 1907, 1re partie, chap. VII. (Séismes sous-marins et tsunamis, p. 182-225.)

6. — HATT (P.). Explication élémentaire des marées. 1re partie. Phénomène général. *An. Bur. des Longitudes*, 1904, p. B, 1-53. 2e partie, *Ibidem*, 1905, p. A, 1-74.

7. — BÖRGEN. Die Gezeiten im Atlantischen Ozean, Segelhandbuch des Atlantischen Ozeans, p. 291-316. — Cf. Segelhandbuch des Pacifischen Ozeans, p. 353-365.

8. — SCHOTT (G.). Weltkarte zur Uebersicht der Meeresströmungen entworfen und bearbeitet im Auftrage der Direction der Deutschen Seewarte. Berlin, 1898.

9. — ZÖPPRITZ. Zur Theorie der Meeresströmungen. *An. der Hydrographie*, 1878, p. 239 (résumé de son mémoire paru dans *Wiedemanns An. der Physik*, 1878, p. 582).

10. — NANSEN. Die Ursachen der Meeresströmungen, *P. M.*, LI, 1905, p. 1, 25 et 62.

11. — EKMANN (W. W.). Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen. *An. der Hydr. und Marit. Meteor.* 1906, p. 423, 472, 527 et 568.

12. — KRÜMMEL. Die equatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans. Leipzig, 1876.

13. — *Kon. Ned. Meteorolog. Inst.* n° 95, Observations océonographiques et météorologiques dans la région du courant de Guinée, 1853-1900. Atlas, Utrecht, 1904.

14. — PULS (C.). Oberflächentemperaturen und Strömungsverhältnisse des Aquatorialgürtels des Stillen Ozeans. *Archiv. d. D. Seewarte*, Hamburg, XVIII, 1895, n° 1, et *Dis. Marburg*, 1895.

15. — DALLAS (W. L.) et WALKER (G. T.), Meteorological Atlas of the Indian seas and the N. Indian Ocean. Simla, 1908.

16. — MOHN (H.). Die Strömungen des Europäische Nordmeeres. *P. M. Erg*, *n° 79*, 1885.

17. — STOK (I. P. van). Étude des phénomènes de marée sur les côtes néerlandaises. *K. Nederland. Meteor. Inst.*, n° 90, 1910.

18. — PETTERSON (O.) et EKMAN (G.). Die hydrographischen Verhältnisse der oberen Wasserschichten des Nordmeeres zwischen Spitzberg, Grönland und der Norwegischen Küste in den Jahren 1896-97. *Bihang till K. Svenska Vet. Ak. Handlingar*, XXIII, afd. 2, n° 4. Stockholm, 1892 (résumé par PETTERSON, *P. M.*, 1900, p. 1-7 et 25-34).

19. — WEGEMAMN (G.). Die Oberflächenströmungen des Nord-Atlantischen Ozeans nördlich von 50° N. Breite. *Arch. d. D. Seewarte*, Hamburg, XXII, 1899 n° 4 et *Dis. Kiel*, 1900.

20. — HAUTREUX. La côte des landes de Gascogne. *La G.*, II, 1900, p. 337 et 463.

21. — MEINARDUS (W.). Der Zusammenhang des Winterklimas in Mittel und NW. Europa mit dem Golfstrom. *Z. Ges. für Erdkunde*, 1898, p. 183 (cf. Ueber Schwankungen der Atlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen. *Met. Z.*, XXII, 1905, p. 398-412).

22. — PETERSEN (J.). Unperiodische Temperaturschwankungen im Golfstrom und deren Beziehung zu der Luftdruckverteilung. *An. Hydr. und Marit. Meteor.*, Berlin, XXXVIII, 1910, p. 397-417.

CHAPITRE III

LES MERS

Irrégularité du régime des mers. — L'impression générale que laisse l'étude des océans est celle d'une remarquable uniformité dans les conditions physiques. Les eaux des grandes profondeurs sont partout à une température voisine de 0°; les trois quarts du volume des eaux ne dépassent pas 3°. La salinité ne s'écarte jamais notablement de la valeur moyenne de 3 p. 100. Les variations de la température à la surface sont elles-mêmes, sinon insignifiantes, du moins toujours régulières. Cette uniformité est due à une circulation générale, rendue possible par l'extension des grandes profondeurs et la large communication de tous les grands bassins entre eux. — Les mers sont par définition des bassins limités et plus ou moins isolés. Le régime des températures et de la salinité n'y présente plus la régularité et l'uniformité de celui des océans. Plus ou moins soustraites à la circulation générale, les mers subissent d'une manière directe l'influence des conditions locales du climat et même celle des continents, dans la masse desquels elles sont plus ou moins engagées. De là viennent toutes les anomalies, qui sont d'autant plus marquées que les mers sont plus isolées.

Les eaux de surface sont toujours plus chaudes et plus salées dans les basses latitudes, plus froides et plus douces dans les hautes latitudes que celles des océans voisins; les variations de la température au cours de l'année y sont toujours exceptionnellement fortes. Le régime des eaux profondes est encore plus original. C'est une loi que les mers isolées par un seuil gardent, au-dessous du niveau de ce seuil, la même température jusqu'aux plus grandes profondeurs. On dit qu'il y a *homothermie* à partir du niveau de ce seuil. L'exemple le plus connu de ce phénomène est la Méditerranée, dont les eaux gardent jusqu'au fond la température de 12° qu'elles

ont au seuil de Gibraltar (fig. 131). On a là la preuve la plus directe que les basses températures qui règnent au fond des grands océans jusque dans les régions équatoriales sont bien dues au lent afflux des eaux de fond polaires. Protégées par les seuils qui les isolent plus ou moins complètement, les mers gardent des températures anormalement élevées jusqu'à des profondeurs de plusieurs milliers de mètres. Il arrive même que la température des fonds est plus élevée que celle des couches superficielles. C'est l'inversion de température ou *dichothermie*, qui est la règle dans toutes les mers froides (fig. 129).

Les mouvements des mers ont, comme leur régime thermique, des caractères spéciaux. Les marées sont anormales par leur amplitude et leur période (mers bordières) ou bien à peu près inexistantes (mers continentales). Les courants prennent la forme de systèmes tourbillonnaires indépendants de ceux des océans; mais il arrive très souvent que les anomalies de température et de densité donnent lieu à de violents courants de décharge. En somme la vie physique des mers dépend avant tout des conditions de profondeur, de la forme de leur bassin et de la communication plus ou moins large avec les océans. Les anomalies sont d'autant plus marquées que l'isolement est plus complet. Déjà notables dans les mers bordières, elles sont bien plus fortes dans les mers continentales, et finissent par donner aux mers fermées le caractère de lacs. Nous allons essayer de montrer cette dégradation progressive du régime océanique suivant l'isolement plus ou moins complet, en analysant quelques-uns des exemples les mieux connus.

Mers bordières, caractères généraux. — C'est surtout sur la périphérie de l'ancien continent qu'on trouve des mers bordières. Elles forment un chapelet continu à l'Est de l'Asie : mers d'Okotsk et de Behring, mer du Japon, mers de Chine septentrionale et méridionale, sans compter le complexe des mers de l'Insulinde, mers de Jolo, de Célèbes, de Banda, d'Arafoura. L'Europe occidentale peut compter parmi ses mers bordières la mer du Nord, la Manche et la mer d'Irlande. Le Nouveau monde n'a que trois vraies mers bordières : mer des Antilles, golfe du Saint-Laurent et golfe de Californie. Le bassin polaire arctique doit être rangé dans la catégorie des mers bordières, bien que son régime se rapproche de celui des mers continentales.

Dans toutes ces mers, la surface communique assez largement avec les grands océans, mais les eaux de fond sont isolées par des

seuils plus ou moins élevés. Les mouvements des eaux sont encore sous l'influence de ceux des océans. Les marées sont très fortes dans les mers largement ouvertes d'un seul côté, comme la Manche et la mer du Nord; l'onde de marée s'y engage, en subissant un retard et une élévation progressives, dues au rétrécissement du canal. Elles sont irrégulières dans les mers présentant deux ouvertures par où pénètrent deux ondes de marée, telles la mer de Chine et la mer d'Irlande. Les grands courants océaniques pénètrent dans certaines mers bordières, comme la mer des Antilles qui subit l'afflux des eaux équatoriales chaudes; plus souvent on voit se former des systèmes de courants locaux, influencés par les vents saisonniers, comme les courants de la mer de Chine. Mais les courants de marée sont généralement prépondérants; la Manche et la mer d'Irlande en offrent l'exemple le plus frappant et le mieux connu.

Les anomalies de température et de salinité sont déjà assez importantes dans les mers bordières, quoique moins fortes que dans les mers continentales. La couche homotherme est plus ou moins épaisse suivant la profondeur du seuil. L'inversion de température est relativement rare. Les anomalies de température et de salinité dans les couches superficielles dépendent de la forme du bassin et de sa situation géographique. En général les anomalies sont d'autant plus fortes que le bassin est moins profond et plus engagé dans les masses continentales.

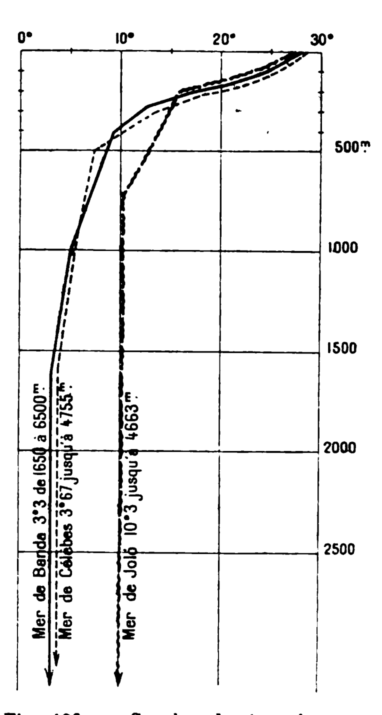


Fig. 126. — Courbes des températures en profondeur dans les mers de l'Insulinde. Exemple d'homothermie dans les mers bordières chaudes.

Les *Mers de l'Insulinde* peuvent être prises comme exemple de mers bordières chaudes. Toutes sont ouvertes de deux ou trois côtés, en sorte que les marées y pénètrent par plusieurs portes; les anomalies qui en résultent commencent à peine à être expliquées [17]. Les eaux de surface n'ont ni une température ni une salinité notablement plus élevées que les océans voisins; mais les couches profondes sont exceptionnellement chaudes. Les profondeurs marines sont assez bien connues pour permettre de vérifier la loi de

l'homothermie. La couche homotherme est déterminée par la hauteur des seuils. Dans la mer de Banda, la température est de 8°,5 par 500 m. et à partir de 1 600 m. reste constamment à 3°,3 jusqu'aux plus grandes profondeurs connues (6 500 m.). Les conditions sont à peu près les mêmes pour la mer de Célèbes (fig. 126); mais l'exemple le plus frappant est celui de la mer de Jolo où la température de 10° règne depuis 750 m. jusqu'à 4 600 m. Une couche homotherme de 3 000 m. d'épaisseur à la température de 10° représente une réserve de chaleur considérable.

C'est encore parmi les mers bordières asiatiques qu'on trouve les meilleurs exemples de mers froides. La *mer du Japon* doit à l'influence des moussons une salinité anormale (34 p. 100). Les variations de température à la surface y sont très fortes, mais il existe une couche homotherme à 0°7 à partir de 800 m.

Dans la *mer d'Okotsk*, la salinité à la surface est remarquablement faible (31 p. 1000); la congélation de la surface est fréquente; il y a inversion de

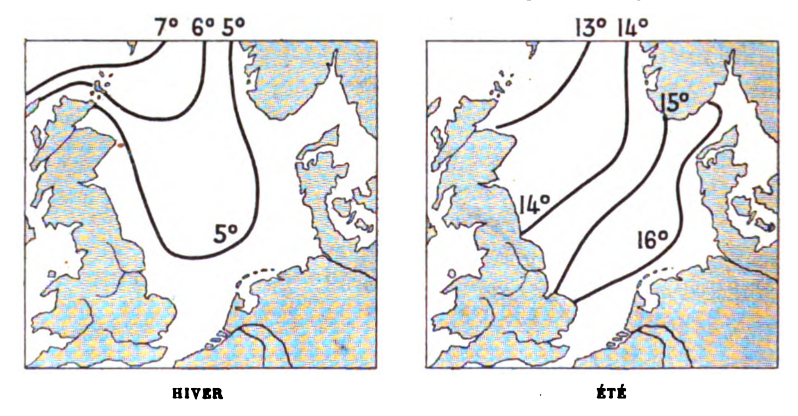


Fig. 127. — Température de la surface de la mer du Nord en hiver et en été.

température, les eaux de fond ayant une température de — 1° alors qu'on a — 2° à 50 mètres.

La *mer du Nord* est la mieux connue de toutes les mers bordières : une Association internationale en a entrepris l'étude [18]. Sa faible profondeur la rend plus sensible aux influences continentales et ses caractères sont réellement quelque peu anormaux.

La salinité y est répartie de façon très inégale. Le courant de décharge de la Baltique et les apports des grands fleuves tendent à dessaler l'Est et le Sud, tandis que au Nord dominent les eaux lourdes océaniques dérivées du *Gulf stream*.

La salinité moyenne à la surface est au-dessous de la normale (34,2) et notablement inférieure à celle des couches profondes (35,5). Les variations saisonnales de la température sont remarquables (fig. 127). Elles ne dépassent pas 6° dans la partie N. plus profonde et directement ouverte sur l'océan; et augmentent progressivement vers le Sud, où la température monte à 15 et 16° l'été.

La stratification thermique a naturellement une tendance à l'inversion en hiver. Dans les parties les moins profondes la surface forme alors la couche la plus froide (températures près de Sylt, 24 II 1906 : surface 2°,9, fond 3°,2).

Dans les parties les plus profondes voisines du Skagerrack (Chenal de Norvège), les choses sont plus compliquées, comme le montre la série suivante : 0 m. 5°10; 50 m. 5°19; 100 m. 7°35; 200 m. 6°60; 400 m. 5°66. La couche superficielle plus froide, plus légère et moins salée provient de la Baltique.

En été la stratification thermique est partout remarquable par le brusque refroidissement au-dessous d'une couche superficielle relativement très chaude. Les températures inférieures à 10° commencent à partir de 30 m. près du Dogger Bank, parfois même vers 10 m. du côté du Skagerrack. Au-dessous de cette couche il y a presque homothermie.

Ces caractères du régime se rapprochent déjà de ceux des mers continentales. Il en est de même pour le bassin polaire arctique, qui nous est connu depuis Nansen.

Le bassin polaire arctique. — Les sondages du Fram ont montré, contrairement à ce que l'on croyait jusque-là, que la mer Polaire occupe un bassin profond de plus de 3000 mètres (fig. 128). Ce n'en est pas moins une véritable mer bordière divisée par des seuils en plusieurs cuvettes et séparée même de l'Atlantique par le *seuil Wyville Thomson*, sorte de pont immergé à une profondeur de moins de mille mètres entre l'Islande et l'Écosse. Un autre seuil joignant le Spitzberg au Groenland septentrional et à la Norvège, isole le bassin polaire proprement dit et la mer de Barents. Cette disposition empêche les eaux polaires de fond de se déverser dans l'Atlantique.

Les conditions de température et de salinité se rapprochent de celles d'une mer continentale. Entre 0 et 20 mètres de profondeur, on trouve une couche d'eau très peu salée (1,2 à 2,2 0/0), provenant de la fonte des neiges et des glaces. Sa température, généralement voisine de 0°, peut varier considérablement suivant la saison. Jusqu'à 250 mètres vient une couche froide, où la salinité est inférieure à 3,5 0/0 grâce au mélange avec les eaux des grands fleuves sibériens. Au-dessous s'étale, jusqu'à 1000 mètres de profondeur, une couche chaude et très salée. Ce sont les eaux du *Gulf stream* qui, après avoir franchi les seuils, plongent, grâce à leur poids, sous les eaux superficielles, que leur faible salinité rend très peu denses. Enfin, au-dessous de 1000 mètres, on trouve jusqu'au fond des eaux froides et lourdes, dont la température, relativement élevée, étant donné la latitude, prouve qu'elles échappent aux influences superficielles et ne se mélangent pas aux couches supérieures. Ces eaux ne sortent pas du bassin polaire, où elles restent indéfiniment, sans participer à la vie océanique générale.

Toute la circulation est donc superficielle. Un courant froid permanent, d'une merveilleuse constance, porte vers l'Ouest les couches

supérieures. C'est sur ce courant que comptait Nansen pour atteindre

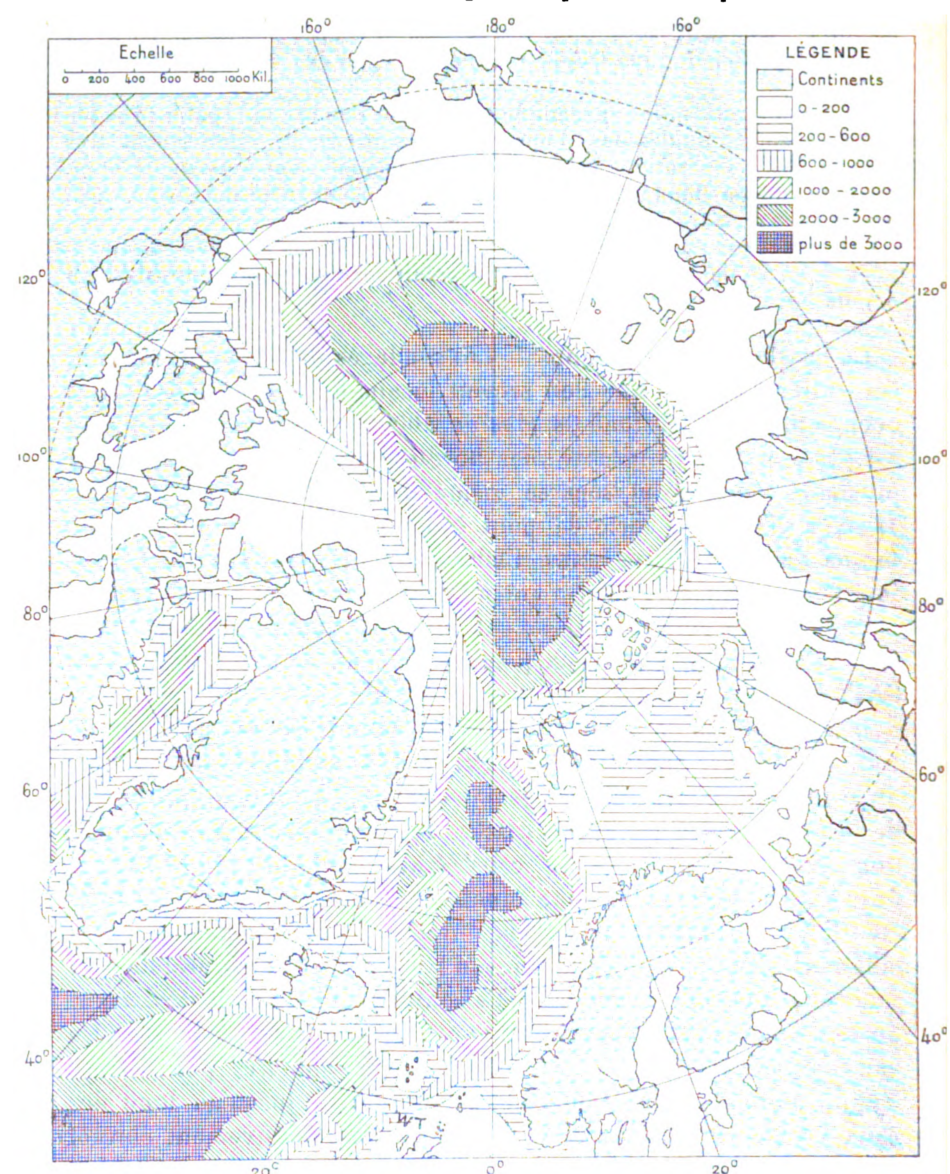


Fig. 128. — Profondeurs du bassin polaire arctique, d'après Nansen.
WT, seuil Wyville Thomson.

le pôle; mais sa dérive a nettement marqué que le courant tend à former un tourbillon. D'autre part, une partie de ses eaux s'échappe

par-dessus le seuil du Spitzberg, et s'écoule le long de la côte orientale du Groenland. Le *Gulf stream* pénètre dans la mer Polaire, en franchissant le seuil Wyville Thomson. Bien que la vitesse de translation des eaux soit insensible, le thermomètre a permis à Nansen [3] d'en retrouver les dernières ramifications jusqu'au delà de la Nouvelle-Zemble. Les courbes de salinité remontent vers le NE. en un long golfe, comme les isothermes. Mais cette influence du *Gulf stream* à la surface ne peut aller plus loin, car ses eaux lourdes, une fois entrées dans le bassin polaire intérieur, font une sorte de plongeon, et leur mouvement continue en un tourbillon qui se déplace au-dessous et en sens contraire du courant froid. Elles sont protégées contre le refroidissement par cette couche superficielle, mais aussi perdent-elles par là même toute action sur le climat. Si l'on songe que la couche froide et légère de surface est due à la fonte des neiges et aux fleuves, on verra combien le bassin polaire est sous la dépendance des continents qui l'entourent [Nansen, 3].

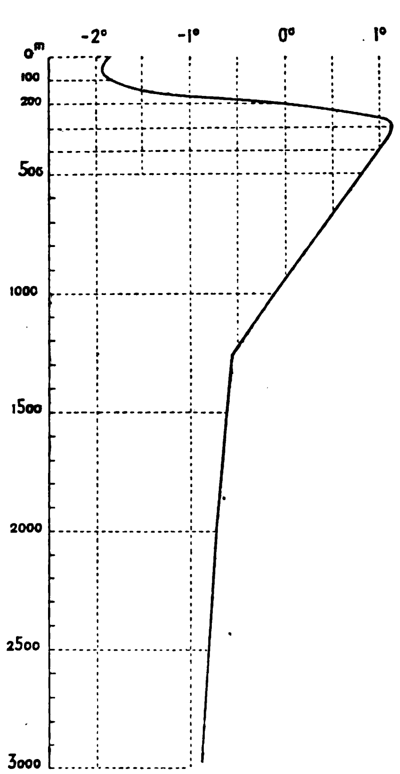


Fig. 129. — Courbe des températures en profondeur dans le bassin polaire arctique, d'après Nansen.

L'importance des seuils est donc très grande. S'ils étaient moins élevés, il entrerait plus d'eau chaude, la circulation serait plus active, le réchauffement superficiel se ferait sentir plus loin sur les côtes de Sibérie ; mais, d'autre part, les eaux polaires de fond pourraient descendre dans l'Atlantique Nord, qui serait refroidi. Élevez au contraire les seuils, l'entrée des eaux chaudes dans le bassin polaire sera gênée, la Nouvelle-Zemble et la mer de Barents se refroidiront d'autant, mais l'Atlantique Nord y gagnera. Par les caractères anormaux de la circulation et des conditions thermiques, par l'influence des terres qui l'entourent, le bassin polaire arctique est déjà presque une mer continentale.

Particularités du régime des mers continentales. — C'est encore l'ancien monde qui offre les exemples les plus nombreux de mers continentales. La Méditerranée en est le type par excellence. On peut encore citer la mer Noire, la Baltique, la mer Rouge, le golfe Persique. Dans le nouveau monde on ne trouve que le golfe du Mexique et la baie d'Hudson. Toutes ces mers ne communiquent avec l'océan que par un détroit. L'échange des eaux profondes est impossible, celui des eaux superficielles est difficile et n'a lieu que par de violents courants de décharge. Dans ces conditions, il ne peut être question d'une pénétration des grands courants océaniques. Les mers continentales ont leurs propres systèmes de courants, généralement influencés par le courant de décharge. L'onde de marée formée dans les océans n'y pénètre pas. Il se forme une marée spéciale à chaque mer continentale ; mais l'amplitude en est très faible, et l'on dit couramment que la Méditerranée n'a pas de marées.

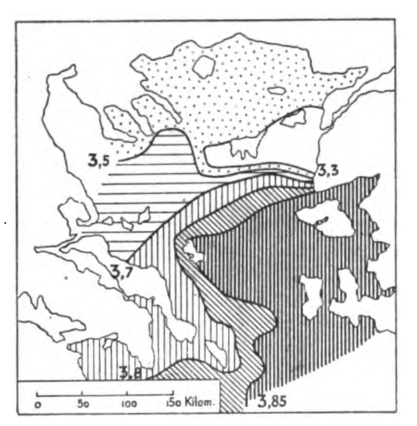


Fig. 130. — Répartition de la salinité 0/0 à la surface de la mer Égée, sous l'influence du courant de déversement des Dardanelles, d'après NATTERER [6].

Le régime des températures et la répartition de la salinité présentent partout des anomalies frappantes. Il est nécessaire pour les expliquer de tenir compte, non seulement de la forme du bassin, plus ou moins profond, plus ou moins divisé par des seuils, mais de la situation climatérique et même des rapports avec les continents voisins qui déversent des fleuves plus ou moins abondants.

La Méditerranée est le type des mers continentales. Elle ne communique avec l'Atlantique que par le détroit de Gibraltar profond de moins de 200 mètres. De hauts fonds, coïncidant avec l'étranglement du canal de Sicile, la séparent en deux bassins. Des péninsules ramifiées et de grandes îles y isolent encore une série de mers latérales (Tyrrhénienne, Adriatique, Égée). Un pareil relief s'oppose au brassage général des eaux par une circulation active. Le climat tend à accentuer les contrastes entre les différentes parties du bassin. On sait que le climat méditerranéen passe graduellement vers l'Est

et le Sud à un climat subdésertique, à précipitations insuffisantes avec une évaporation très intense.

Les conditions du relief continental sont aussi à considérer. Les hautes montagnes parallèles au rivage ne laissent pas place à la formation de grands bassins fluviaux. La Méditerranée, insuffisamment alimentée par les pluies, ne l'est guère plus par les cours d'eau; l'évaporation doit donc y amener une concentration croissante vers l'Est et le Sud. A Gibraltar, la salinité est de 3,65 0/0; elle atteint 3,77 près de Nice, 3,78 sur les côtes d'Espagne, et dépasse 3,9 sur les côtes de Tripolitaine et d'Égypte.

Pour lutter contre cette concentration, la Méditerranée appelle à son secours les eaux des mers voisines moins salées. La répartition

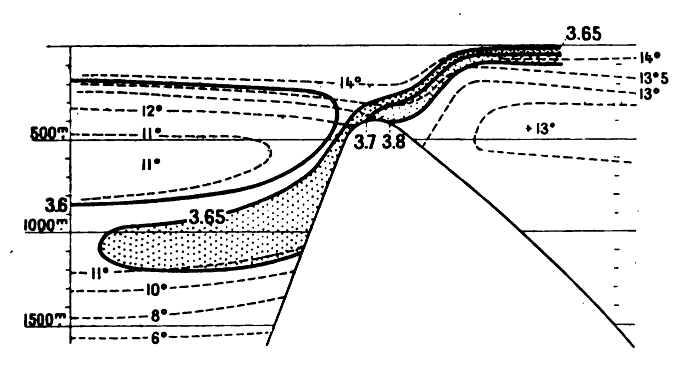


Fig. 131. — Profil de l'Atlantique à la Méditerranée à travers le détroit de Gibraltar, d'après SCHMIDT [22].

Isothermes en traits interrompus. — Isohalynes en traits pleins (valeurs en p. 100). Le pointillé met en évidence la couche salée méditerranéenne qui plonge en profondeur dans l'Atlantique, y déterminant au voisinage du détroit une double inversion de température.

de la salinité dans l'Archipel montre l'influence d'un courant d'eau peu salée se déversant par la mer de Marmara (fig. 130). Mais c'est surtout l'Atlantique qui est mis à contribution : un double courant parcourt le détroit de Gibraltar, les eaux Atlantiques plus légères passant à la surface, les eaux Méditerranéennes plus lourdes au fond (fig. 131). Ces échanges ne peuvent profiter qu'aux couches superficielles. Dans le bassin occidental de la Méditerranée on trouve à partir de 600 mètres de profondeur à peu près la même concentration des eaux que dans le bassin oriental à la surface. Près de Monaco la salinité atteint 3,84 à 500 mètres, à Pantellaria elle est de 3,94 à 400 mètres.

La stagnation des couches profondes et l'insuffisance des échanges avec les eaux océaniques ont, dans la Méditerranée, les conséquences ordinaires

sur le régime thermique. Une couche homotherme voisine de 13° s'étend à partir d'une profondeur correspondant à peu près à celle du détroit de Gibraltar (400 m.). Elle se rapproche de la surface sur la côte d'Espagne, et s'en écarte sur la côte d'Algérie où l'influence des eaux Atlantiques est plus sensible.

Si l'on songe aux grandes profondeurs et à l'étendue de la Méditerranée, on ne peut s'empêcher d'être frappé de l'énorme réserve de chaleur accumulée dans la masse des eaux entretenues à 13° par l'influence du climat local. Cette chaleur des couches profondes réagit certainement sur les couches superficielles en y entretenant une température élevée, relativement constante. Les plus hautes températures de surface (26°) s'observent dans la mer Égée entre la Crète et l'Asie Mineure et dans le golfe de Gabès. La variation entre l'été et l'hiver est particulièrement forte dans le golfe du Lion et l'Adriatique. En hiver la surface y est plus froide que la couche homotherme, mais elle reste à une température très supérieure à celle de l'air, sans être notablement moins chaude que lui en été. C'est ainsi qu'on note à Pola : en janvier 4°9 pour l'air, et 8°3 pour la mer; en juillet 23°7 pour l'air, et 22°4 pour la mer. On comprend facilement l'influence exercée sur le climat des pays voisins par une mer dont les eaux de surface sont constamment aussi chaudes ou plus chaudes que l'air.

La circulation des eaux de la Méditerranée est encore très imparfaitement connue [Aimé 4, Marinelli 19]; les navires ne perdant presque jamais de vue la côte n'ont pas besoin en effet de faire le point et d'observer la dérive comme le font les transatlantiques. On connaît depuis longtemps l'existence de courants locaux, changeants et très violents, produits au voisinage des détroits par le jeu des marées. Des tourbillons redoutés par les anciens navigateurs en résultent (Charybde et Scylla sur les côtes de Sicile). Mais une circulation générale est rendue à peu près impossible par la division en multiples bassins. En dehors des courants de décharge, dont l'influence se fait sentir jusqu'à une grande distance des Dardanelles et de Gilbraltar, on ne connaît que des courants littoraux peu rapides et soumis à des changements en rapport avec les vents. Chaque bassin tend à avoir sa vie propre. Les recherches récentes de l'expédition danoise du Thor [22] ont même montré que l'uniformité de température de la couche homotherme n'était pas absolue. Les eaux de fond sont de 1° plus chaudes dans le bassin oriental (côte de la Sicile) que dans le bassin occidental.

La mer Rouge. — La Méditerranée est en quelque sorte un type moyen de mer continentale, grâce à son étendue et à sa situation dans un climat tempéré. Les mers continentales des pays froids et celles des pays chauds représentent les types extrêmes. La mer Rouge, qui nous est bien connue par les sondages du navire autrichien *Pola* [7], peut être prise comme type des mers tropicales. Là encore ce sont les conditions géographiques qui expliquent tout.

De forme allongée, la mer Rouge ne communique que par un détroit profond de 200 mètres avec l'océan Indien; le climat désertique règne sur ses deux rives et aucun cours d'eau n'y débouche. Aussi la concentration des eaux atteint-elle des proportions extra-

ordinaires. La salinité augmentant du Sud au Nord dépasse 4 p. 100 (fig. 132). La température de surface augmente du Nord au Sud et ne s'abaisse qu'au voisinage du détroit de Bab-el-Mandeb. Elle atteint son maximum, 31°, entre Souakim et Massoua. C'est ce qui explique le climat de l'Érythrée. Ici la mer, loin d'adoucir le climat, le rend plus insupportable. La côte est une fournaise, l'intérieur paraît moins chaud grâce à la variation diurne qui rafraîchit quelque peu l'atmosphère la nuit et le matin. Il n'existe pas au monde de mer aussi chaude, et cette chaleur pénètre jusqu'aux plus grandes profondeurs. A partir de 500 mètres, règne jusqu'au fond une température de 21,°5 (fig. 132).

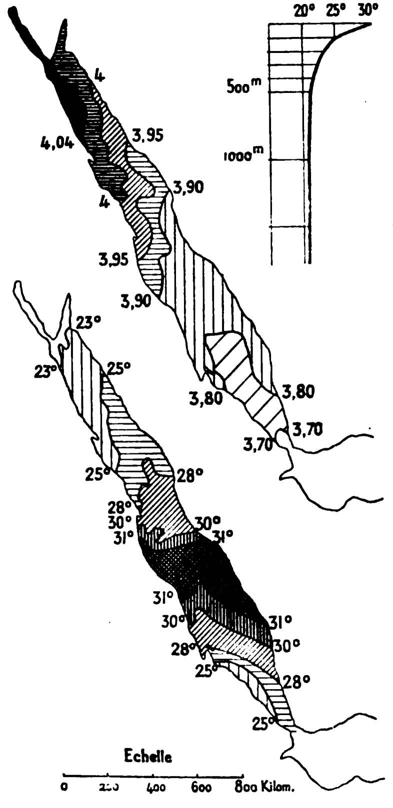


Fig. 132. — Température et salinité (0/0) à la surface de la mer Rouge. — Courbe des températures en profondeur (d'après l'expédition du navire *Pola*).

La Baltique. — Tandis que les mers continentales tropicales sont caractérisées par des eaux très salées et très chaudes, les mers continentales des climats froids sont caractérisées par des eaux en général dessalées et froides. Tel est le cas de la Baltique, la mieux connue des mers continentales [8, 9, 21].

Les conditions géographiques de cette mer en font presque une mer fermée.

Non seulement elle ne communique pas directement avec l'océan Atlantique; mais elle n'est en relation avec la mer du Nord que par l'intermédiaire d'une série de détroits, où la profondeur est réduite à 15 m. (*Sunds* danois). En outre elle est elle-même divisée par une série de seuils en plusieurs bassins (fig. 133), condition peu favorable à la circulation. Les terres environnantes sont peu élevées, et abondent en nappes lacustres. De grands bassins fluviaux s'y étalent et déversent dans la Baltique un important tribut d'eaux douces.

Aussi ne saurait-on s'étonner que la surface soit relativement peu

salée. La dessalure augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne des détroits danois, qui sont le siège de courants d'échange très actifs. L'influence des eaux de la Baltique se fait sentir jusque dans le

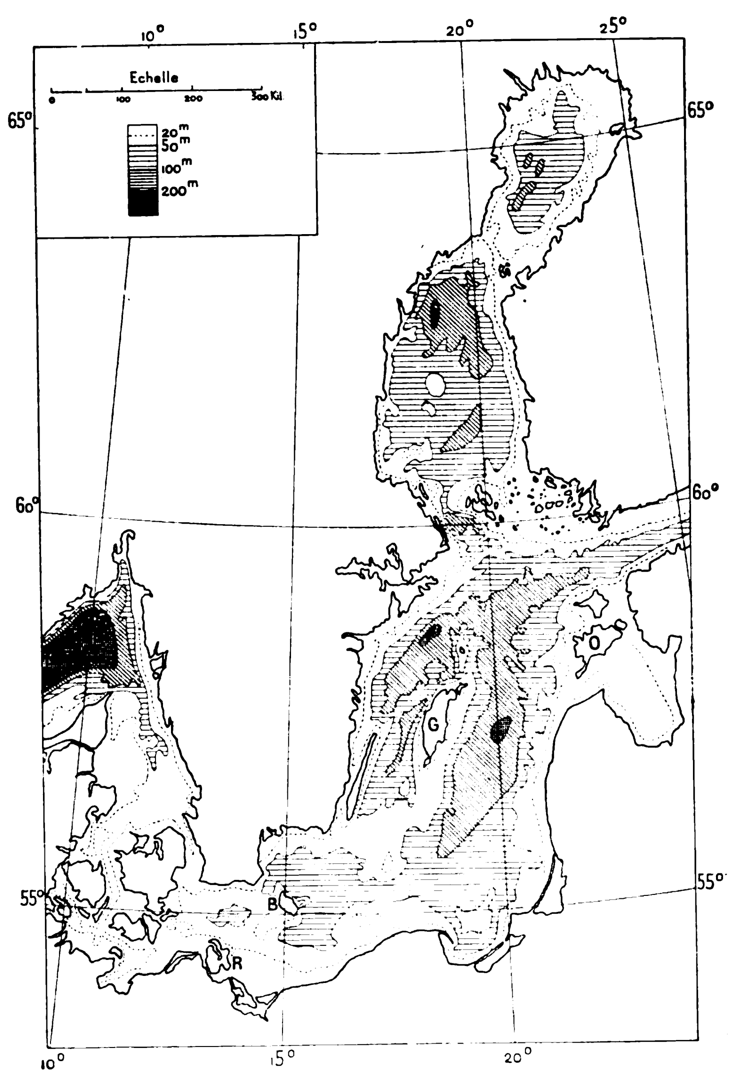


Fig. 133. — Profondeurs de la Baltique, d'après R. Credner. Échelle environ 1 : 11 000 000. (R, Rügen; B, Bornholm; G, Gotland; O, Oeland.)

Skagerrack, où la salinité s'abaisse à 3 p. 100. Dans le Kattegat, elle est de 2 p. 100; dans le Grand Belt, de 1,75. La figure 134 montre la diminution graduelle de la salinité superficielle vers le Nord et son augmentation rapide en profondeur. Les eaux salines et lourdes

venant du Kattegat tombent aussitôt dans les fonds et s'y entassent Les variations de la salinité restent donc limitées à la surface. Elles

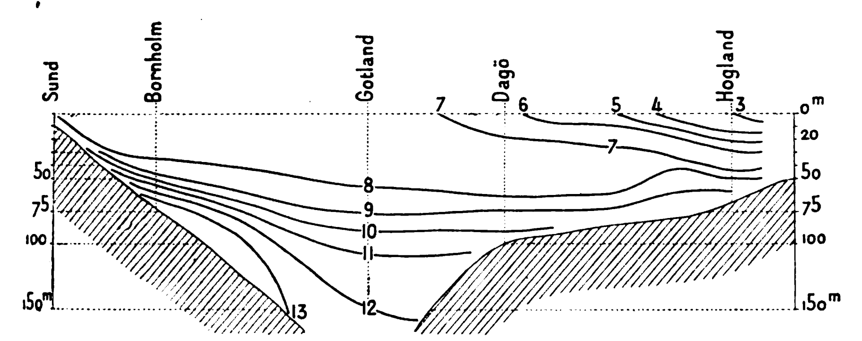


Fig. 134. — Répartition de la salinité en profondeur dans la Baltique, d'après Schott. Coupe Nord-Sud.

sont très marquées dans le bassin oriental et suivent exactement celles du climat. La chaleur, qui augmente l'évaporation, et la pluviosité, qui augmente les apports fluviaux, leur impriment une oscillation régulière. Voilà donc une mer dont la salinité varie suivant un rythme déterminé par l'influence des continents qui l'entourent.

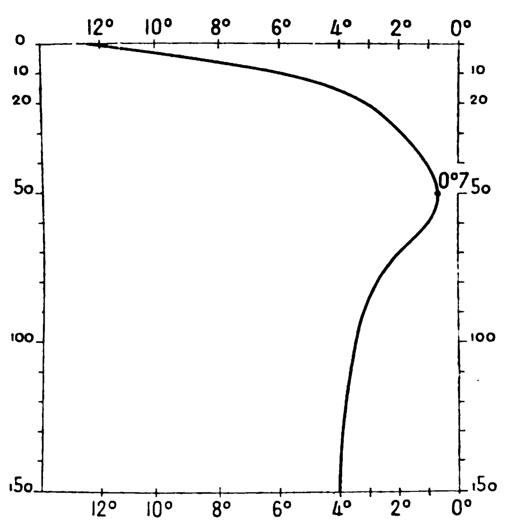


Fig. 135. — Courbe des températures en profondeur dans la mer Baltique, d'après Schott.

Ses caractères thermiques sont aussi curieux. La température des eaux de surface est sujette à des oscillations d'autant plus fortes qu'on avance vers l'Est. A l'Ouest d'Oeland et Dantzig, on a 16° à 18° en été, les eaux sont quelquefois gelées en hiver; sur la ligne Stockholm-Hangoe (Finlande) l'été accuse 14° à 15°, en hiver le gel est fréquent; à Haparanda (65° lat. Nord), on a encore en été des températures de 10°, alors que la mer est prise plusieurs mois. La chaleur ainsi absorbée entre les mois de mars et novembre représente un total de 355 000 calories, tandis que de novembre à février la mer en rend 540 000 [G. Schott, 9]. Aussi ces

variations contribuent-elles à adoucir dans une certaine mesure le climat, et l'on s'explique par le réchauffement relatif de l'air au-dessus de la Baltique la fréquence des dépressions barométriques.

Ces variations sont limitées à une couche superficielle de 50 mètres d'épaisseur. A cette profondeur est atteint le minimum des températures (0°,7). Au delà, on voit la courbe remonter, comme dans le bassin polaire, par suite de la stagnation dans le fond des eaux atlantiques salées (fig. 135).

Par sa salinité très faible et très variable, par son régime thermique, la Baltique mérite à peine le nom de mer. Son niveau même n'est pas constant. Il y a toujours une différence voisine de 0 m. 50 entre la côte du Danemark et celle de la Prusse orientale. La dénivellation varie sous l'influence des vents et des apports plus ou moins abondants des fleuves.

Les recherches hydrographiques finlandaises [21] ont montré que la Baltique septentrionale a presque les caractères d'un lac. La salinité moyenne tombe à 2 et 3 p. 1000 dans les golfes de Finlande et de Bothnie, avec des variations saisonnales pouvant atteindre 1 p. 1000. La surface gèle sur presque toute l'étendue du golfe de Finlande et les 2/3 du golfe de Bothnie. Les eaux de fond gardent constamment les températures de 1° et 2° correspondant au maximum de densité de leur salinité; mais la surface s'échauffe jusqu'à 16° et 17° dans le golfe de Finlande.

La mer Noire connue par les travaux des hydrographes russes [10 et 20], est encore une mer à peu près fermée. C'est par l'intermédiaire de la mer de Marmara qu'elle s'ouvre sur la Méditerranée, qui est une mer continentale. Le climat des terres qui l'entourent est sec. Mais leur relief est faible au Nord et à l'Ouest. De vastes bassins fluviaux déversent dans la mer Noire une masse d'eau douce considérable. Aussi, malgré le climat, la salinité est-elle faible, surtout au Nord (fig. 136). Il en résulte un fort courant d'eau dessalée allant du Danube au Bosphore, et un courant d'eau salée allant du Bosphore vers Batoum. La température varie considérablement à la surface. Elle atteint 12° et 13° sur les côtes Sud et Est; la variation saisonnale se fait sentir jusqu'à 55 mètres.

Mais si la vie physique est active à la surface, elle disparaît entièrement dans le fond. Les eaux profondes, relativement très salées ne participent en rien à la circulation. La forme même du bassin s'y oppose, les grandes profondeurs se trouvant au Sud et à l'Est, du côté où l'évaporation est la plus intense, le climat le plus sec et l'apport fluvial le plus réduit, tandis qu'une plate-forme s'étend au Nord à moins de 200 mètres de profondeur, dans la région où débouchent tous les grands fleuves (fig. 136). Cette stagnation des eaux profondes est en rapport avec une absence complète de vie

organique. Au-dessous de 200 mètres, la drague ne ramène des profondeurs de la mer Noire aucun être vivant, mais seulement des coquilles d'animaux morts. Cette mer est un vrai cimetière. Les eaux de fond sont chargées d'acide sulfhydrique provenant de la décomposition des matières organiques sous l'influence de bactéries spéciales.

On peut s'expliquer par l'évolution géologique ces conditions particulières [ANDROUSSOW, 11]. La mer Noire est une ancienne

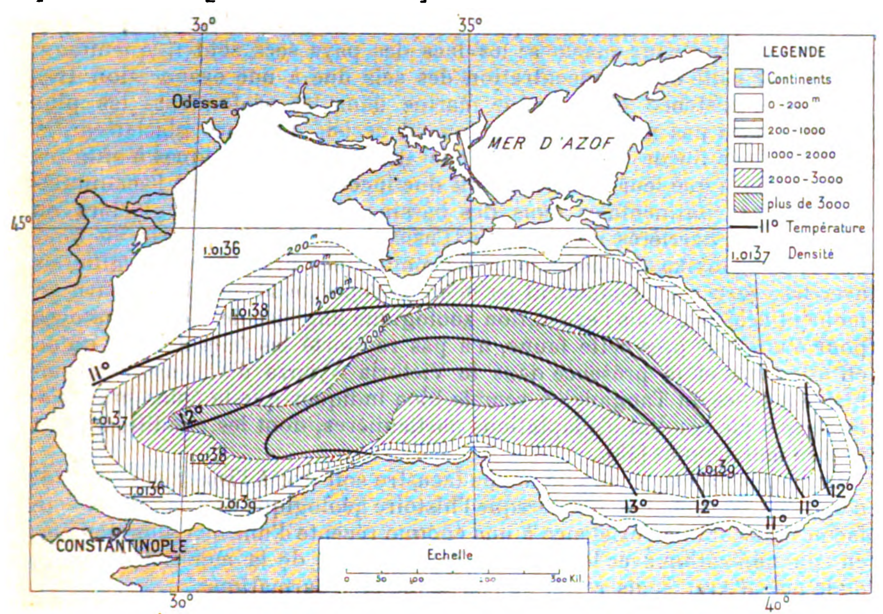


Fig. 136. — La mer Noire, profondeurs, températures et densités à la surface, d'après Woeikoff.

mer intérieure, qui paraît être arrivée à une dessalure à peu près complète à la fin de l'ère tertiaire (mer Sarmatique). L'établissement récent d'une communication avec la Méditerranée par le Bosphore a permis l'arrivée des eaux salines. Les espèces adaptées à la vie dans les eaux douces ont dû se réfugier dans la partie septentrionale, où on en retrouve encore quelques-unes près des embouchures des grands fleuves et dans la mer d'Azof. Mais la plus grande partie a péri. L'accumulation de ces cadavres empoisonne les grands fonds, où la circulation est insuffisante et y rend actuellement toute vie impossible. Il suffirait que le continent s'affaissât légèrement, pour permettre un afflux plus rapide des eaux méditerranéennes. Les dernières espèces saumâtres réfugiées au Nord périraient, mais

la circulation devenant plus active balayerait les miasmes délétères et rendrait la vie possible dans toute l'étendue de cette mer. Dans l'état actuel, la mer Noire est moins qu'une mer continentale, c'est presque une mer fermée.

Mers continentales fermées. — Il est difficile de distinguer une mer fermée d'un lac. On a jadis considéré la plupart des grands lacs comme des *lacs-reliquats* (*Reliktenseen*), c'est-à-dire d'anciens bras de mer isolés de la masse océanique par des mouvements du sol. Aucune preuve ne peut être malheureusement fournie à l'appui de cette théorie. La salure n'est pas particulière aux eaux marines; les lacs des pays secs sont fréquemment salins, par suite de la concentration des sels due à une évaporation très intense. L'existence d'une faune marine dans les profondeurs les plus grandes n'est pas non plus un argument décisif. Les lacs glaciaires des Alpes et de la Suède renferment en effet des espèces pélagiques à affinités marines, bien que leur formation soit due incontestablement à l'accumulation d'eaux continentales dans des bassins excavés par les glaciers ou derrière des barrières morainiques [CREDNER, 12]. La découverte au fond du lac Tanganyika de méduses et de mollusques présentant des affinités avec les espèces qui peuplaient les mers de l'époque secondaire, a paru un moment décisive. Mais l'expédition zoologique anglaise de MOORE, envoyée pour étudier de près cette faune, n'a pas rapporté les faits décisifs qu'on en attendait, et la présence dans le Victoria Nyanza d'une méduse semblable à celles du Tanganyika semble bien indiquer que la faune dite *halolimnique* est le résultat d'adaptations particulières, dont les conditions sont encore mal définies [13].

On ne peut affirmer qu'une nappe lacustre soit due à l'isolement complet d'une mer continentale que lorsque l'histoire géologique nous montre d'une façon indiscutable l'existence à une époque récente d'une mer plus étendue, en communication avec les océans. Tel est le cas de la mer Caspienne et de la mer d'Aral, seuls restes de l'ancienne mer Sarmatique.

Les traits principaux de la vie de ces nappes d'eau de caractère intermédiaire sont les suivants : les marées y sont encore moins sensibles que dans les mers continentales; mais les tempêtes y sont particulièrement violentes, les vagues étant courtes et irrégulières; la circulation est peu développée, les courants sont nettement en rapport avec les vents locaux et avec les différences de salinité, qui sont très grandes. La tendance à la dessalure est générale; mais les eaux prennent un caractère saumâtre près des embouchures des grands fleuves, tandis que, là où ne débouche aucun cours d'eau important, la concentration des sels peut aller jusqu'à la formation de croûtes gypso-salines dans les angles rentrants de la côte. Si l'évaporation l'emporte sur l'alimentation, la masse des eaux diminue graduellement, et, tandis que les mers continentales même les plus anormales, comme la mer Noire, restent liées aux océans

par un niveau constant, le niveau des mers fermées est sujet à des oscillations et s'abaisse graduellement. C'est ainsi que la mer Caspienne est actuellement à 26 m. au-dessous du niveau des océans. La salinité y diminue cependant dans l'ensemble. Elle est inférieure à 1,4 p. 100 dans la partie septentrionale; une faune saumâtre, et même des espèces d'eaux douces vivent sur la côte au voisinage des deltas de la Volga et de l'Oural. Par contre, la salinité est extrêmement forte sur la côte orientale. Si le golfe de Kara Boghaz n'a peut-être pas le caractère de véritable marais salant, qu'on lui a jadis attribué, on a pu constater que la concentration des eaux y dépasse les limites au delà desquelles les poissons périssent [ANDRUSSOW, 14]. Il en résulte un courant constant qui franchit la barre de 2 m. séparant de la mer ouverte cette vaste lagune. Dans l'ensemble la mer Caspienne se dessale cependant.

La mer d'Aral est plus avancée encore dans cette évolution, qui doit faire tôt ou tard de toute nappe d'eau séparée de la masse océanique un lac. La densité moyenne atteint à peine 1,0084 correspondant à une salinité de 1,09 p. 100. Sur la rive méridionale, l'eau est entièrement douce, un courant l'emporte vers le Nord. En 1900 et 1902, le niveau des eaux s'élevait [BERG, 16].

Malgré leur caractère lacustre, la mer Caspienne et la mer d'Aral sont bien certainement des reliquats de la mer Sarmatique. Comme dans la mer Noire, leur fond est privé de vie et dégage de l'hydrogène sulfuré.

---

1. — DICKSON (H. N.). The movement of the surface of the North Sea. *G. J.*, 1896, I, p. 255-267.
2. — WHEELER (W. H.). The North Sea, its physical characteristics, tides, currents and fishery. London, 1908, in-8°, 41 p., 3 c.
3. — NANSEN. The Norvegian North Polar Expedition. Scientific Results. t. III, The oceanography of the N. Polar basin. 427 p., 37 pl.; et t. VI, The bathymetrical features of the N. Polar seas, with a discussion of the continental shelves. 232 p., 29 pl., 1904.
4. — AIMÉ (G.). Mémoire sur les courants de la Méditerranée (*An. de Chimie et Phys.*, XIII, 1845, p. 460-77). Cf. Exploration scientifique de l'Algérie. Recherches de physique générale sur la Méditerranée, Paris, 1845.
5. — VIEZZOLI (Fr.). L'Adriatico. Morfologia, condizioni fisiche, climatografia. Parma, 1901, in-8°, 207 p., 1 pl.
6. — Bericht der Commission für Erforschung des östlichen Mittelmeeres. *Denkschr. K. K. Ak. der Wiss. Wien.* Voir spécialement K. NATTERER, Chemische Untersuchungen im östl. Mittelmeer, t. LXI, p. 23, et J. LUKSCH und J. WOLF, ibidem, LXIII, p. 65.
7. — Bericht der Commission für oceanische Forschungen. Expedition S. M.

Schiffs Pola in das Rote Meer. Wissenschaftliche Ergebnisse. *Denkschr. K. K. Ak. der Wiss.*, LXV, 1898 et LXIX, 1901.

8. — CREDNER (R.). Ueber die Entstehung der Ostsee. *G. Z.*, 1895, p. 538, pl. 6.

9. — SCHOTT (G.). Die Hydrographie des Skagerracks, Kattegats und der Ostsee. *G. Z.*, 1896, p. 143.

10. — WOEIKOFF. Die Tiefseeforschungen im Schwarzen Meer. *P. M.*, 1891, p. 31-37, pl. 3.

11. — ANDROUSSOW. La mer Noire. *8e Congr. Géol. intern. St-Pétersbourg, Livret-guide* n° 29, 13 p.

12. — CREDNER. Die Reliktenseen. *P. M. Erg.*, n° 86, 1886 et n° 89, 1888.

13. — MOORE (J. E. S.). Tanganyika and the countries north, of it. *G. J.*, XVII, 1901, p. 1-39. — (Cf. C. GRAVIER. Sur la méduse du lac Victoria Nyanza. *CR. Ac. Sc. Paris*, CXXXVII, 1903, p. 867; et W. A. CUNNINGTON. *Proc. Zool. Soc. London*, 1906, p. 203.)

14. — ANDRUSSOW. Der Adschi-Darja oder Karabugas-Busen. *P. M.*, 1897, p. 25.

15. — KNIPOVITCH. Hydrobiologische Untersuchung des Kaspischen Meeres. *P. M.*, 1904, p. 126 et 291.

16. — BERG (L.). Études hydrobiologiques dans la mer d'Aral (en russe). *Izvestia G. Obchtchestvo*, 1900 et 1904, résumé dans *La G.*, IV, 1901, p. 181 et XI, 1905, p. 459.

17. — STOK (J. P. van). Étude des phénomènes de marée sur les côtes néerlandaises. *K. Nederlandsch. Meteor. Inst.*, n° 90.

18. — *Conseil permanent international pour l'exploration de la Mer*, Kopenhagen. Bulletin des résultats acquis pendant les courses périodiques. Publication capitale pour l'étude de la mer du Nord (depuis 1902).

19. — MARINELLI (O.) et PLATANIA (G.). Materiali per la conoscenza del Mediterraneo. I. Della corrente litorale del Mediterraneo con particolare riguardo alla costa orientale della Sicilia. *Mem. G.* (Supl. *Rev. G. Ital.*) n° 5, 1908, 230 p.

20. — SPINDLER (J. W.) et WRANGELL (F.). Matériaux pour l'hydrologie de la mer Noire et de la mer d'Azow. *Sapiski po Hidrografi*, St-Pétersbourg, XX, 1899 (en russe avec résumé français).

21. — WITTING (R.). Finländische hydrographisch-biologische Untersuchungen. Untersuchungen zur Kenntnis der Wasserbewegungen und der Wasserumsetzung in den Finland umgebenden Meeren. *Dis. Helsingfors.* Leipzig, 1908, in-4°, 246 p., 18 pl. (excellent résumé dans l'*Atlas de Finlande*, 2e édition, 1910, pl. 6-9; texte t. I, 87 p.).

22. — SCHMIDT (J.). Exposé sommaire des travaux de l'expédition océanographique danoise dans la Méditerranée (1908-1909). *La G.*, XXI, 1910, p. 99-112.

CHAPITRE IV

LES LACS

La science limnologique. — L'étude des lacs pour laquelle on a créé le mot de *limnologie*, est devenue une des branches les plus cultivées de la géographie physique. Dans presque tous les pays civilisés, les géographes s'y sont adonnés avec ardeur. Nous possédons actuellement des monographies complètes des plus grandes nappes lacustres de l'Europe, œuvres de travailleurs isolés, comme celle du Léman par FOREL [4], ou de commissions scientifiques, comme celles du Balaton [7] et du lac de Constance [8]. Des atlas spéciaux ont été publiés pour les lacs de France [DELEBECQUE, 5], d'Autriche [RICHTER et PENCK, 6], d'Angleterre et d'Écosse [MILL, 11]. La carte topographique Suisse indique les profondeurs des lacs. Presque tous les petits lacs des montagnes et même de la plaine glaciaire de l'Allemagne ont été sondés. En Amérique, les grands lacs du Canada ont fait l'objet d'études très détaillées. Malheureusement, on voit que tous ces travaux ne concernent que des lacs de la zone tempérée. On ne sait presque rien sur les immenses nappes lacustres des régions équatoriales. C'est seulement dans ces dernières années que les Anglais ont commencé à étudier systématiquement les variations du Victoria Nyanza [LYONS, 18].

La *limnologie*, née de ces efforts, apparaît comme une sorte de branche accessoire de l'océanographie. Les problèmes et les méthodes sont les mêmes. La température, la transparence, la composition des eaux, leurs mouvements et leurs variations de niveau s'étudient par les mêmes procédés, qui peuvent être d'ailleurs simplifiés quand on les applique à des nappes lacustres peu étendues et peu profondes. La connaissance exacte des profondeurs, qu'on acquiert par des sondages, est peut-être d'une importance plus grande encore que pour les océans; car si l'origine des grandes nappes océaniques soulève les questions les plus générales et les moins éclaircies de la géographie physique, le problème de l'origine d'un lac peut être résolu, si l'on connaît suffisamment bien la topographie de la cuvette où les eaux se sont rassemblées. Il faut ajouter que, si le niveau moyen des océans est constant, celui des lacs est

sujet à des variations saisonnales, qui ne dépendent pas seulement du climat, mais sont plus ou moins marquées suivant les conditions topographiques. Le régime même des températures dépend de la profondeur moyenne et de la forme de la cuvette lacustre. Aussi la première opération de l'étude systématique d'un lac doit-elle être l'établissement d'une carte des profondeurs.

Caractères topographiques généraux des nappes lacustres. — Tous les lacs suffisamment étendus ont des caractères topographiques communs [Forel, 4]. De même que sur les rivages de l'Océan, le choc des vagues détermine un sapement, qui amène la formation d'une falaise et d'une plateforme appelée *beine* dans la Suisse fran-

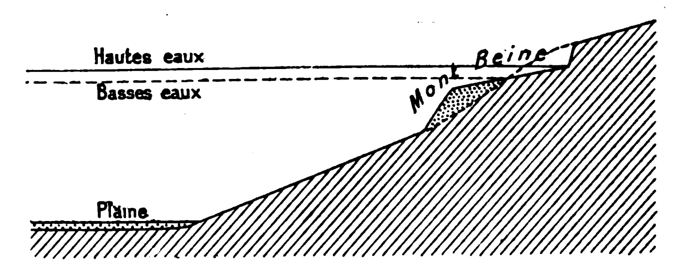


Fig. 137. — Profil schématique indiquant la terminologie du relief sous-lacustre, d'après Forel.

çaise (*Wysse* dans la Suisse allemande). On distingue la beine d'érosion entaillée dans la roche et la beine d'alluvion, qui résulte de l'accumulation des produits de l'érosion les plus grossiers, et tombe sur le fond du lac par un talus abrupt (le *mont*) ayant la pente des talus d'éboulis (10, 30 et même 60 p. 100 suivant la grosseur des matériaux). Un autre caractère commun avec les cuvettes océaniques est l'uniformité du relief des grandes profondeurs. Il est dû à l'accumulation des sédiments fins. Le fond plat du lac de Genève est connu sous le nom de *plaine*. Parfois des trous en entonnoir accidentent cependant le fond des lacs. Ils sont presque toujours dus à des sources jaillissantes, qui balayent les sédiments autour d'elles (exemple : le *Boubioz* dans le lac d'Annecy, voir fig. 139).

Généralement les lacs sont alimentés par des ruisseaux ou *rivières affluentes*, et leurs eaux s'écoulent par un ou quelquefois plusieurs *émissaires*. Certains lacs sont cependant privés d'écoulement superficiel et se déchargent par infiltration. Les variations du niveau des eaux sont dans ce cas beaucoup plus irrégulières et comme spasmodiques. Les lacs privés de tout écoulement vers la mer sont encore

plus sensibles aux influences de climat. Ils sont exposés, dans les régions chaudes, à un assèchement complet, dont le prélude est généralement une concentration des sels de plus en plus grande, amenant le dépôt de croûtes salines. Dans les pays froids, l'envasement les menace. Leur existence précaire est due à leur isolement.

Origine des lacs. — Le problème de l'origine des nappes lacustres est un problème de morphologie qui doit être étudié à la lumière des lois du modelé continental. Nous nous contenterons d'indiquer ici le principe d'une classification, nécessaire à l'intelligence du régime des eaux, et dont on verra s'éclaircir chaque détail en avançant dans la lecture de cet ouvrage.

L'accumulation des eaux dans une dépression fermée est l'origine de tout lac. La dépression peut être entièrement dans la roche en place, ou résulter d'un barrage obstruant le canal naturel par lequel les eaux pourraient s'écouler. Dans le premier cas, la profondeur est généralement plus grande et la stabilité de la nappe lacustre plus assurée que dans le second. Les déformations de la croûte terrestre, les phénomènes volcaniques, les actions anormales exercées sur le relief du sol par les glaciers, telles sont les principales causes qui peuvent amener la formation de cuvettes lacustres dans la roche en place.

On connaît de nombreux exemples de *lacs d'origine tectonique*. Ce sont généralement des failles et des effondrements qui leur ont donné naissance. Tels sont les lacs de l'Orégon, ceux de l'Afrique orientale alignés de part et d'autre du Victoria Nyanza, le long de deux grands fossés tectoniques (cf. 4e partie, ch. v). Ces lacs peuvent être très profonds et très vastes. Ils sont généralement privés d'écoulement vers l'Océan, et étroitement soumis aux variations du climat. Le fond de la cuvette, et même parfois la surface des eaux, peuvent être au-dessous du niveau moyen des mers.

Dans les pays calcaires, les dépressions fermées connues sous le nom de *dolines* et de *polje*, dont l'origine est due en partie à des dislocations et en partie à l'érosion souterraine, sont souvent occupées par des lacs. Ces lacs sont généralement privés d'écoulement superficiel, mais ils ont un écoulement souterrain, et leurs variations de débit sont particulièrement brusques.

Les *cratères* des volcans éteints sont souvent occupés par des lacs de forme circulaire, très profonds et privés d'écoulement superficiel. Le Massif Central en offre de nombreux exemples (lac Pavin, lac du Bouchet, etc.). Les *maare* de l'Eifel sont aussi des lacs volca-

niques (cf. 4ᵉ partie, ch. vi). Mais l'exemple le plus grandiose qui soit connu est celui du Crater-Lake de l'Orégon (États-Unis) dont le diamètre est de 10 km. et la profondeur de 650 m. (fig. 138).

L'érosion des glaciers agit sur le relief du sol tout autrement que l'érosion fluviale. Celle-ci tend à créer un système de pentes con-

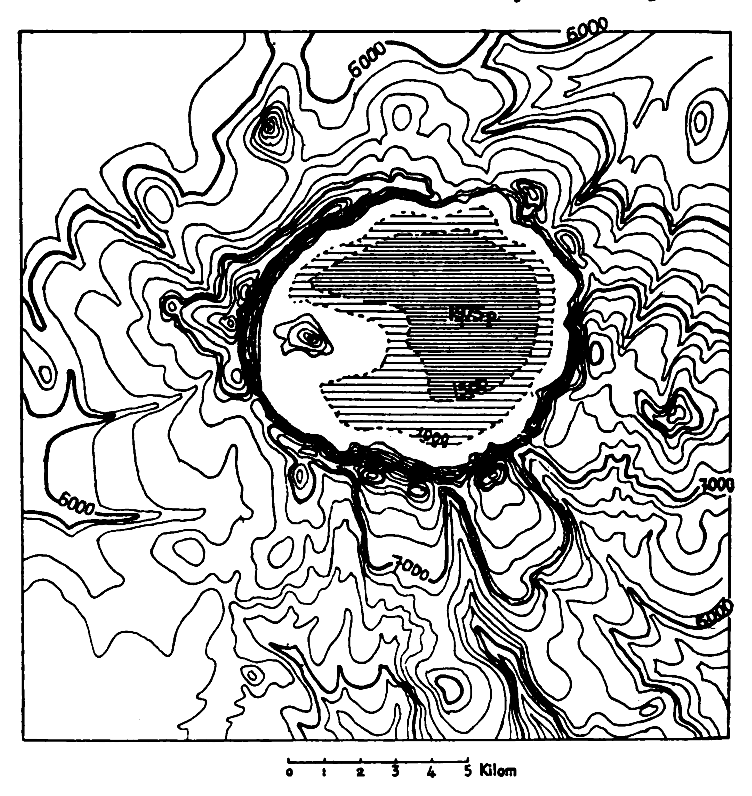


Fig. 138. — Carte du Crater-Lake (États-Unis), d'après l'U. S. Geol. Survey. Hauteurs et profondeurs en pieds.

tinues; celle-là travaille inégalement, creusant davantage ici que là. Il en résulte la formation de cuvettes, où les eaux se rassemblent après le recul des glaciers. Dans les vallées de montagnes, ces cuvettes ont une forme allongée caractéristique qu'on retrouve dans tous les lacs alpins (fig. 139 B). Les cirques qui entament les crêtes sont au contraire occupés par des lacs de forme plus ou moins elliptique (fig. 139 A; cf. planche III A). Les lacs de vallées glaciaires peuvent être très profonds et présenter plusieurs bassins, ils ont presque tous un écoulement superficiel. Leur stabilité est bien plus grande que celle des lacs de cirque.

Les *lacs de barrage* sont tous plus ou moins temporaires. Le barrage peut être formé par des éboulis, cas fréquemment réalisé dans la haute montagne. On connaît de nombreux exemples de lacs de ce genre, dont on a pu suivre la formation et la disparition dans

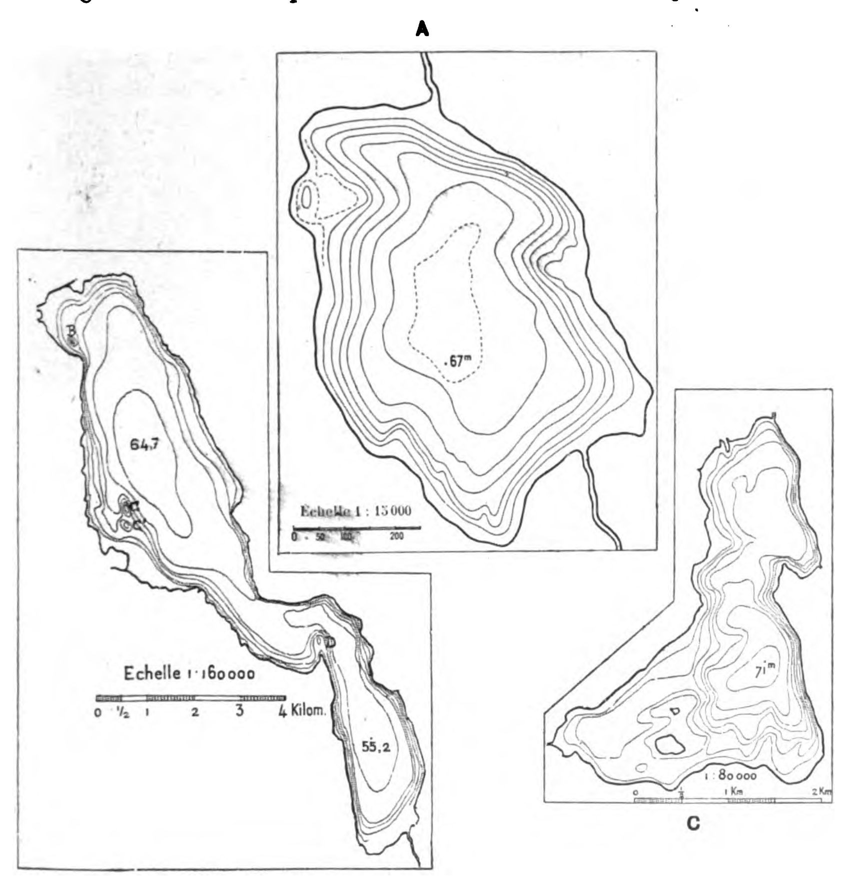


Fig. 139. — Profondeurs de divers lacs glaciaires.

A, lac d'Oo (Pyrénées), lac de cirque, d'après Belloc.
B, lac d'Annecy, lac de vallée glaciaire, d'après Delebecque (noter la *beine* mieux développée sur la rive Ouest; les roches moutonnées : C, cret de Châtillon ; C', cret d'Arfon ; D, pointe de Duingt ; et l'entonnoir sous-lacustre du Boubioz, B).
C, Lac d'Aiguebelette, d'après Delebecque, irrégularité générale du bassin influant sur le régime thermique (V. p. 331).

la période historique. Les *lacs de barrage glaciaire* ne sont guère plus stables. Ils sont dus à l'accumulation des eaux d'une vallée secondaire à son confluent avec une vallée plus importante, dans laquelle s'avance un glacier. Le lac Märjelen, barré par le glacier d'Aletsch, dans les Alpes Bernoises, en est l'exemple le plus connu

(fig. 140 et planche III B). L'existence d'un pareil lac est à la merci des variations du glacier barreur.

Une coulée de lave peut produire le même effet qu'un glacier. Mais le lac formé dans la vallée barrée subsistera après l'extinction de l'activité volcanique, tant que l'érosion n'aura pas fait disparaître le barrage. Le lac d'Aydat, dans la chaîne des Puys, est un bon exemple de ce phénomène, qui a dû se produire fréquemment pendant les grandes périodes d'activité volcanique (fig. 141).

Les moraines des anciens glaciers forment dans toutes les vallées qu'ils ont suivies des barrages derrière lesquels les eaux s'accu-

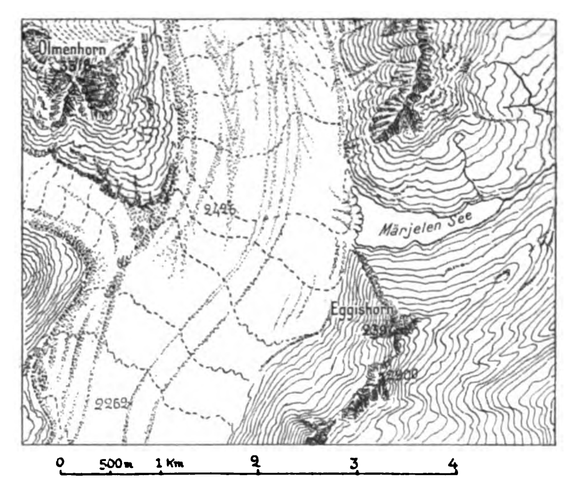
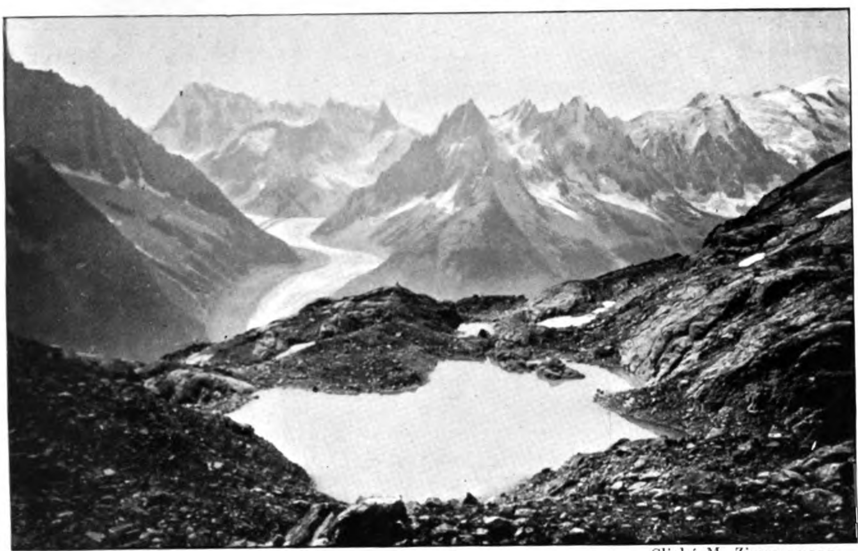


Fig. 140. — Lac Märjelen, lac de barrage glaciaire, d'après la carte suisse au 50 000e. Échelle 1 : 75 000. Les eaux sont barrées par le glacier d'Aletsch. Cf. planche III B.

mulent. De pareilles nappes d'eau sont généralement peu profondes, à moins que l'érosion glaciaire n'ait creusé déjà un bassin dans le roc, en arrière du barrage morainique. Tel est le cas des lacs subalpins (lacs de Genève, de Constance, de Garde, etc.).

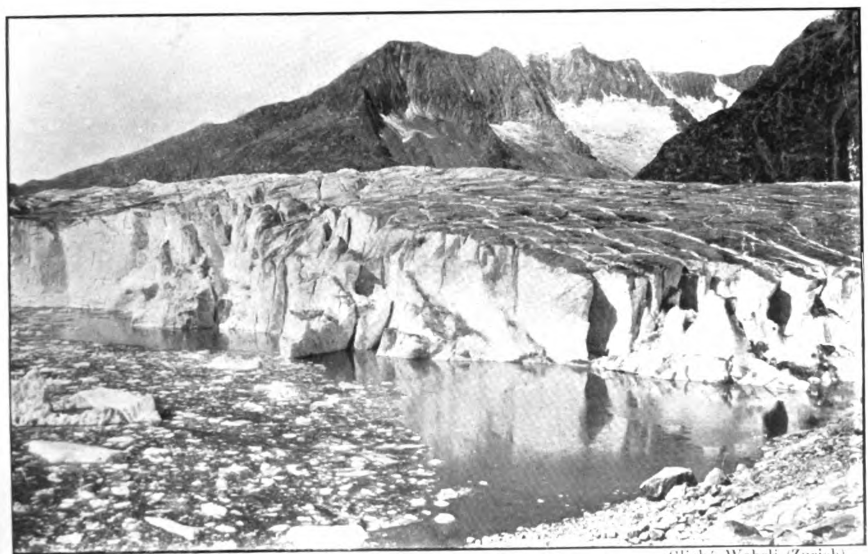
L'évolution normale du modelé par les eaux courantes peut elle-même amener la formation de lacs. Les grands fleuves, dans leur cours inférieur, sont fréquemment soumis à des divagations. Leurs anciens bras abandonnés se transforment en lacs, dont le contour primitif en croissant se modifie peu à peu. Le Rhin, le Danube, le Mississipi et la plupart des grands fleuves des contrées tropicales offrent les exemples les plus frappants de ce processus. Le dépôt des alluvions sur le bord des chenaux principaux amène un surélèvement du lit. Il en résulte la formation d'une cuvette, où s'accumulent les eaux qui filtrent à travers les digues naturelles ainsi édifiées, les franchissent ou les brisent



Cliché M. Zimmermann.

A. — LE LAC BLANC (CHAINE DES AIGUILLES ROUGES).

Type de lac de creusement glaciaire; la cuvette dans la roche en place est barrée par un seuil de roches moutonnées, qui domine la vallée de Chamonix.
A l'arrière-plan, on voit le massif du Mont-Blanc avec ses aiguilles et ses glaciers de vallée.



Cliché Wehrli (Zurich).

B. — LE LAC MÄRJELEN (OBERLAND BERNOIS).

Type de lac de barrage glaciaire. La vallée où s'accumulent les eaux est barrée par le glacier d'Aletsch, dont le front de glace se résout en icebergs.

au moment des grandes crues. Telle est l'origine de la plupart des grandes nappes lacustres des plaines alluviales. Tous les lacs d'alluvions ainsi formés sont peu profonds et très instables. Leur alimentation n'a lieu que pendant les crues, et ils sont fréquemment à sec.

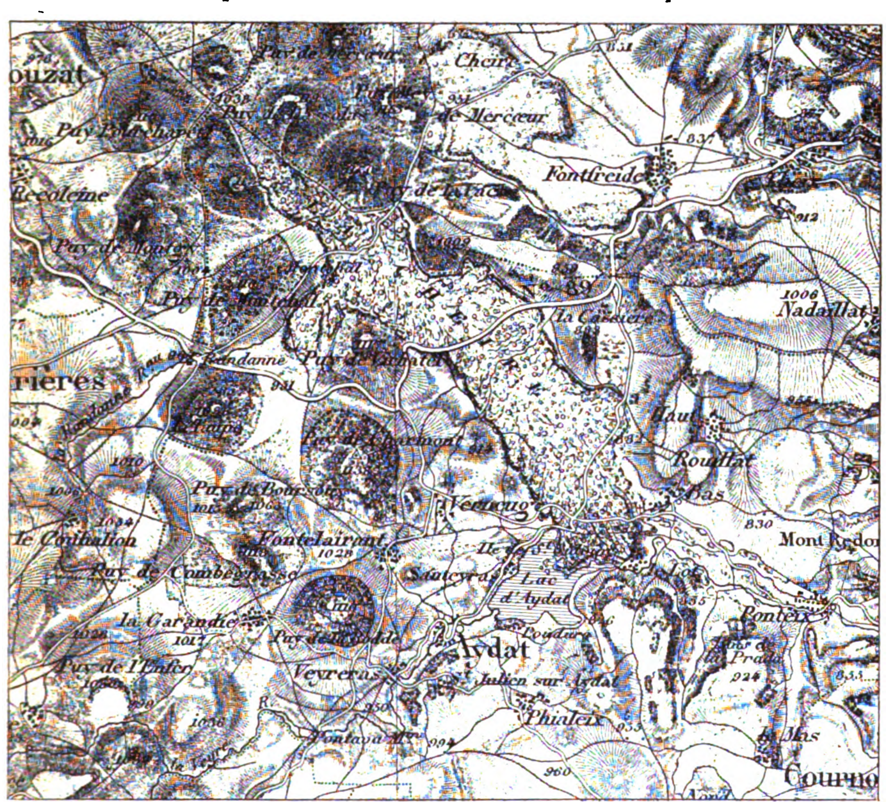


Fig. 141. — Type de lac de barrage volcanique.
Extrait de la carte de l'État-Major au 1 : 80.000, feuille de Clermont.
La *cheire*, coulée de lave issue des Puys de Lassolas et de la Vache, a barré les vallées de la Randanne et de la Veyre, en formant dans celle-ci le lac d'Aydat.

Température des eaux lacustres. — L'étude physique des lacs comporte, comme pour les océans, l'examen de la répartition des températures, de la composition des eaux et de leurs mouvements. Le régime thermique des lacs diffère essentiellement de celui des mers, parce que la salinité de leurs eaux est généralement si faible qu'on peut la considérer comme nulle; les lacs salés seuls peuvent se rapprocher des conditions des océans, mais on manque de documents à leur égard, et d'ailleurs leur profondeur généralement très faible diminue l'intérêt que pourraient présenter ces recherches. La température des lacs, comme celle des océans, est due à l'échauffe-

ment que produit à la surface l'insolation. Elle doit donc diminuer en profondeur. Mais une grande perturbation résulte du fait que la densité maximum de l'eau douce est atteinte à 4°.

La tranquillité des eaux lacustres, qui ne connaissent pas les courants rapides et profonds des océans, permet une descente des couches plus denses et une montée des couches plus légères, d'où résulte une répartition anormale des températures. En été, le réchauffement reste limité aux couches superficielles, que leur légèreté empêche de s'enfoncer pour se mélanger avec les couches profondes. En hiver, au contraire, le refroidissement fait s'enfoncer les couches de surface

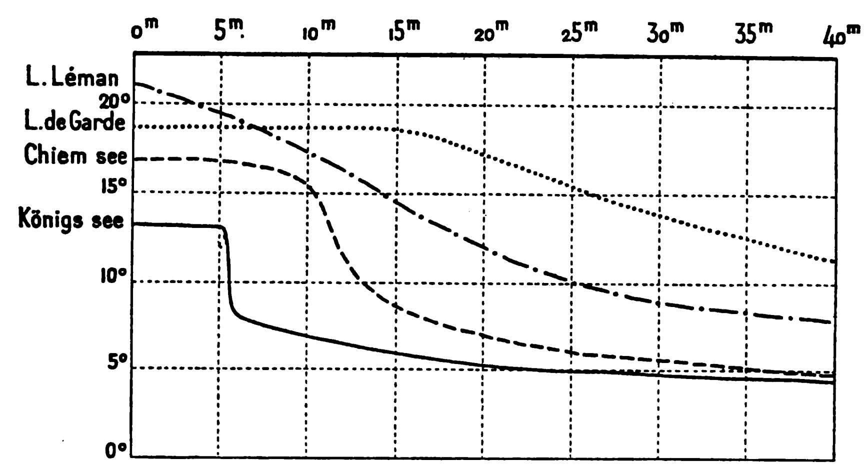


Fig. 142. — Courbes des températures de divers lacs, d'après Forel.

dès qu'elles approchent de 4°, en sorte que toute la masse acquiert la température de 4°. Si le refroidissement continue, le renouvellement des couches superficielles n'est plus possible, parce qu'elles deviennent plus légères, aussi leur température s'abaisse très rapidement et la congélation suit presque aussitôt, tandis que les eaux de profondeur restent à une température de 4°.

Ainsi la surface des lacs est sujette à des variations thermiques relativement très fortes, auxquelles échappent les couches profondes. En été, le réchauffement ne se fait pas sentir au delà d'une dizaine de mètres. On observe à cette profondeur une brusque saute de température; la baisse peut atteindre jusqu'à 3 et 4° par mètre (fig. 142). C'est la couche critique (*Sprungschicht* des limnologues allemands). Au contraire, en hiver, cette couche est marquée par un relèvement de 0 à 4°. L'inversion des températures est, dans la saison froide, le phénomène normal.

Ces caractères généraux du régime thermique peuvent varier suivant l'influence de divers facteurs. Le plus important est évidemment le climat. Les lacs des pays équatoriaux ne connaissent pas le régime extrême que nous venons de décrire. L'altitude peut cependant, même dans un pays chaud, ramener les lacs aux conditions des régions froides. La profondeur moyenne est un élément très important du régime thermique. La température décroît vite en profondeur dans les cuvettes lacustres largement excavées. C'est ainsi que dans le lac de Genève, dont la forme est celle d'une auge régulière, avec une profondeur moyenne de 152 m., on trouve à 100 m. de profondeur une température de 4°. Le lac du Bourget, dont la profondeur moyenne n'est que de 81 m., accuse pour la même profondeur une température de 3°7 [Delebecque, 5].

Les courants ne font pas entièrement défaut dans les lacs, mais leur activité dépend de la forme du bassin. Plus développés dans les lacs de forme arrondie, ils leur assurent une température plus uniforme. Dans les lacs allongés et de contours irréguliers, la décroissance des températures en profondeur est beaucoup plus rapide. La comparaison des lacs d'Annecy et d'Aiguebelette est à cet égard très démonstrative (cf. fig. 139).

Annecy	Surf.	19°,6	10 m.	15°,2	20 m.	7°,1	fond	4°,6
Aiguebelette . . .	—	20°,9	—	10°,3	—	4°,9	—	4°,2

Enfin il y a lieu de tenir compte de la nature de l'alimentation. Les torrents glaciaires débouchant dans les lacs contribuent au réchauffement des couches profondes. Ce résultat, en apparence paradoxal, s'explique cependant facilement pour quiconque a vu les eaux du Rhône à leur débouché dans le lac de Genève. Le flot jaune du fleuve alpin s'avance quelque temps, entraîné par sa vitesse, à la surface des eaux bleues du lac, mais bientôt, emportées par leur poids, les eaux boueuses s'enfoncent brusquement au milieu des remous qui sont connus sous le nom de *bataillère* (v. planche IV). En tombant ainsi au fond du lac, les eaux des torrents glaciaires refoulent les eaux de fond lacustres, dont la température est toujours voisine de 4°. Le brassage des eaux qui en résulte favorise la propagation de la chaleur des couches superficielles.

Certains lacs sont en partie alimentés par des sources. Si ces sources sont chaudes, elles peuvent élever localement la température du fond, mais l'expérience montre que leur influence ne se fait jamais sentir sur un rayon très étendu.



Classification thermique des lacs. — En tenant compte des influences variées que nous venons d'analyser, on peut distinguer, avec Forel [4], plusieurs types de régimes thermiques. Le *régime tropical* est caractérisé par une température de surface toujours supérieure à 4°. Le *régime tempéré* admet la possibilité d'un abaissement au-dessous de 4° pour les eaux de surface. Enfin, dans le *régime polaire*, la surface est constamment au-dessous de 4°.

Dans les lacs de régime tropical, la surface ne peut geler ; la température décroît constamment en profondeur, mais on observe cependant une couche critique (*Sprungschicht*), où la température s'abaisse très rapidement et qui forme la limite de la zone sensible aux variations de température. Tous les lacs de la zone tropicale rentrent évidemment dans cette catégorie, mais elle comprend encore les nappes lacustres les plus étendues et les plus profondes de la zone tempérée, en dehors des climats continentaux extrêmes. Une masse d'eau considérable, une cuvette de forme arrondie ou elliptique permettant aux courants de se développer, enfin une alimentation abondante en eaux glaciaires lourdes, qui tombent au fond et amènent un brassage des couches lacustres, telles sont les conditions qui favorisent l'extension du régime tropical.

Dans le régime tempéré, la surface, pouvant atteindre 4°, est exposée à la congélation, qui suit presque toujours l'établissement de la stratification thermique inverse. En effet les eaux à la température de 4° s'entassent dans les couches profondes. Dès que toute la masse lacustre a atteint la température uniforme de 4°, le refroidissement continuant à la surface, sans que désormais le renouvellement de la couche superficielle puisse se faire, la congélation est imminente. L'expérience a toujours montré qu'elle suivait de près l'apparition des températures de 4° à la surface. Tous les lacs de montagne de la zone tempérée et les lacs des climats continentaux extrêmes rentrent dans cette catégorie. Les nappes lacustres peu profondes, même dans les climats océaniques, peuvent être exposées à la congélation.

Dans le régime polaire, la surface lacustre est presque toujours à une température voisine de 4°. La stratification thermique inverse est donc la règle. La congélation est possible en toute saison, et n'est parfois retardée que par un phénomène analogue à la sursaturation. Tous les lacs de haute montagne de la zone tempérée, les lacs de montagne de la zone froide, et tous les lacs des régions polaires rentrent dans cette catégorie.

Mouvements et oscillations de niveau, courants, seiches. — Les mouvements des eaux lacustres ne sont pas moins intéressants que leurs variations thermiques. Leur surface est, comme celle des mers, ridée de vagues, qui peuvent parfois devenir périlleuses pour les petites embarcations. Dans les grandes nappes lacustres, elle est brassée par des courants, beaucoup moins rapides que ceux des océans, mais qui paraissent obéir aux mêmes lois. Partout où on les a étudiés (lac de Genève, Balaton, lacs Canadiens), on a constaté

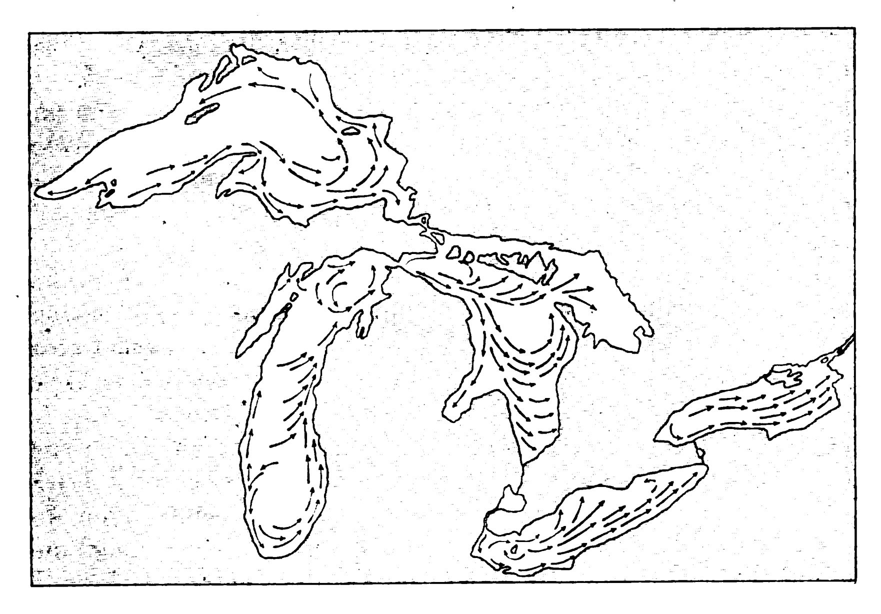


Fig. 143. — Courants des grands lacs canadiens, d'après Russell.

qu'ils forment des tourbillons serrés contre les rives et tendant à faire le tour du bassin. L'impulsion première paraît donnée par les vents dominants (fig. 143).

Mais les mouvements les plus intéressants des eaux lacustres sont les oscillations de niveau qui les gonflent ou les dépriment, suivant un rythme régulier ou irrégulier. Comme dans les mers continentales, les marées sont insensibles; mais on a depuis longtemps observé des oscillations connues des riverains du Léman sous le nom de *seiches*. A certains moments, le niveau du lac baisse de 1 à 2 mètres à Genève, tandis qu'il se relève à l'embouchure du Rhône; puis on le voit se relever à l'Ouest et s'abaisser à l'Est; l'oscillation se répète avec une amplitude de plus en plus faible pendant plusieurs jours. Forel a montré [4] que ce phénomène est attribuable aux variations

de la pression atmosphérique. La baisse du niveau est déterminée par la pression plus forte d'un côté que de l'autre. Les oscillations rythmiques manifestent la tendance de la nappe lacustre à revenir à l'état d'équilibre. L'explication a été reconnue exacte, dans tous les cas où l'on a pu étudier scientifiquement le phénomène des seiches, notamment dans les grands lacs Canadiens [Perkins, 15], au lac Balaton et au lac de Constance.

Variations saisonnales. — Les variations saisonnales des lacs sont de nature tout autre. Il ne s'agit plus d'oscillations rythmiques comparables aux vagues ou aux marées, mais de diminutions et d'augmentations du volume total des eaux, d'où résulte une montée ou une baisse générale de la surface d'équilibre. Ces variations peuvent changer l'aspect d'un lac jusqu'à le rendre entièrement méconnaissable. Dans les cas extrêmes, le lac peut même disparaître temporairement.

Le volume, et par suite le niveau d'un lac, dépend de l'équilibre entre l'alimentation et la perte en eau. L'alimentation (A) est surtout due aux cours d'eaux affluents (Ar), mais des sources peuvent aussi y contribuer (As), et, dans le cas des grandes nappes lacustres, il y a lieu de tenir compte des précipitations tombant à la surface (Ap). La perte en eau est due à l'évaporation (E), à l'infiltration (I), et surtout au débit de l'émissaire (D). La formule $Ar + As + Ap = E + I + D$ exprime le cas très rare d'un équilibre parfait. Il suffit qu'un des des termes de la formule varie pour que le volume croisse ou diminue et que, par suite, le niveau s'élève ou s'abaisse, suivant la formule $V' = V + Ar + As + Ap - (E + I + D)$.

On voit immédiatement que les variations du climat sont le facteur essentiel des oscillations du niveau, et que ces oscillations doivent être saisonnales, car les précipitations qui alimentent le lac, soit directement (Ap), soit indirectement (Ar), offrent partout une période annuelle plus ou moins marquée, et l'évaporation (E) dépend des variations thermiques. Mais on conçoit aussi que la topographie de la cuvette lacustre et de son bassin d'alimentation exerce également une influence notable.

Influence du climat. — Une pluviosité constante, une température égale toute l'année, telles sont les conditions les plus favorables à la stabilité des nappes lacustres. Elles sont réalisées dans les régions à climat équatorial. Mais nous ne connaissons pas de grand lac sur lequel elles exercent eurl influence. Les lacs de l'Afrique équatoriale

sont à la limite de la zone du climat équatorial proprement dit. Les variations thermiques sont déjà plus fortes que dans le bassin du Congo. Le régime des pluies, sans offrir de saison sèche, présente un maximum très accentué. Le Victoria Nyanza, seul lac équatorial qui commence à nous être connu [Lyons, 18], atteint son plus haut niveau après la période de pluie principale (fig. 144).

L'étude de la grande nappe lacustre du Victoria Nyanza, entreprise par les Anglais, en vue de se rendre compte de son influence sur le régime du Nil, soulève un grand nombre de questions intéressantes. Son bassin d'alimentation embrasse à la fois des régions de pluies équatoriales (à l'ouest), et de pluies subéquatoriales, avec période sèche bien marquée (à l'est). C'est ce qui explique l'amplitude de la courbe du niveau. Des variations locales sont dues à l'influence des vents. Il existe un système de courants, encore mal connu, qui paraît résulter à la fois de ces vents et de l'évaporation plus intense sur la rive orientale.

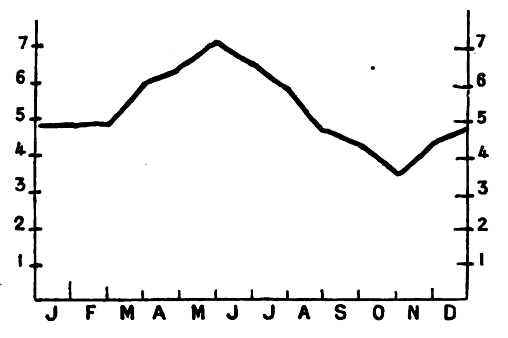


Fig. 144. — Variations de niveau du Victoria Nyanza à Kisumu; hauteurs au-dessus de l'étiage en mètres (moyennes calculées d'après les observations de 1898-1900 publiées par Lyons).

Les climats à période sèche bien définie et à température moyenne élevée sont ceux où les variations de niveau des lacs sont le plus marquées. L'Afrique nous offre de nombreux exemples de grandes nappes lacustres, dont l'extension varie suivant la saison jusqu'à les rendre méconnaissables : lac Bangouéolo, lac Tchad [Tilho, 19]. Quand les rives sont plates, la surface du lac peut être réduite de plus de moitié pendant la saison sèche, au grand embarras des cartographes, auxquels les explorateurs rapportent des renseignements contradictoires.

Dans les régions désertiques et subdésertiques, l'alimentation fait défaut presque constamment, toutes les rivières étant temporaires. L'écoulement manque, mais l'évaporation est extrêmement active. La formule normale devient $V' = V - (E + I)$. Seules des cuvettes très profondes peuvent abriter des lacs permanents. On donne dans le Sahara le nom de *Chott*, ou de *Sebkha* à des cuvettes dont le fond plat, généralement vaseux, ne se recouvre d'eau qu'à la suite d'une pluie d'orage, et est entouré de croûtes salines. Ces cuvettes se retrouvent dans tous les déserts. Seule l'Asie centrale possède des lacs désertiques à peu près permanents alimentés par les puis-

santes rivières que nourrissent les neiges éternelles de ses hautes montagnes; mais Sven Hedin [20] a montré que le plus important de ces lacs est sujet à de véritables migrations.

D'après cet explorateur, les contradictions que présentent les renseignements rapportés de cette région à différentes époques s'expliquent par les déplacements constants du Lob Nor. Actuellement les eaux du Tarim viennent se perdre dans la cuvette du Kara Koschum, qui se remplit de sable et d'argile. Auparavant, elles gagnaient la dépression du Lob Nor, qui a été complètement remplie et est actuellement occupée par un désert

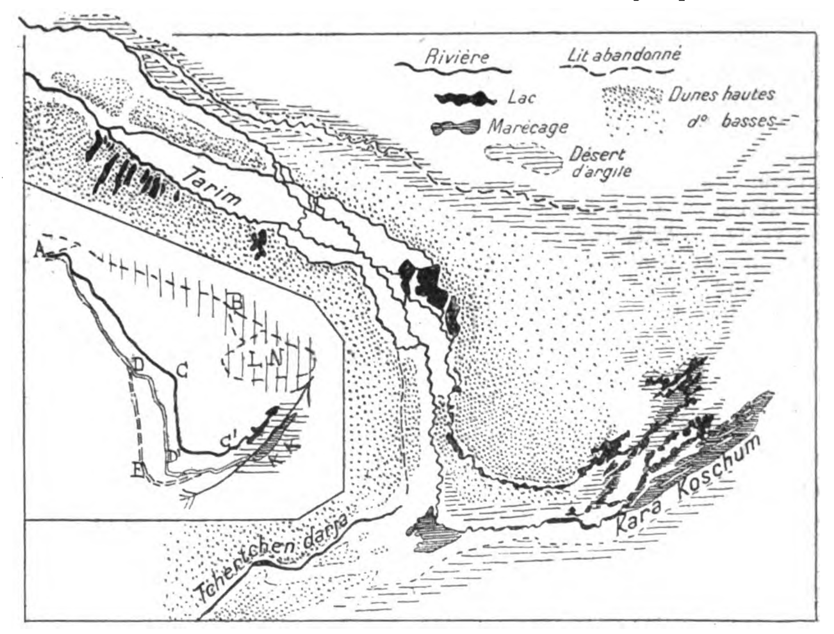
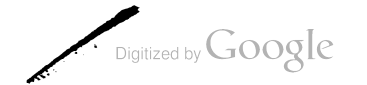


Fig. 145. — Évolution de la région du Lob Nor, d'après Sven Hedin. Échelle 1 : 3.000.000.

La carte représente la situation vers 1900. — Le schéma montre : AB, ancien cours du Lob Nor; LN, dépression lacustre du Lob Nor marquée sur les anciennes cartes chinoises reproduites par les explorateurs; ACC', lit actuel du Tarim situé le plus à l'Est; ADD', lit actuel du Tarim qui roule le plus d'eau; DE, ancien lit occidental déjà abandonné; KK, Kara Koschum. Le grisé vertical indique la région actuellement soumise à l'érosion éolienne, le grisé horizontal la région qui se comble actuellement par les apports des rivières. Le mouvement de migration du Tarim est marqué par une flèche.

d'argile. Le vent érode activement ce sol argileux en y sculpant des crêtes étroites parallèles (*yardangs*); quand cette érosion aura suffisamment abaissé le niveau général et que l'alluvionnement aura surélevé la dépression du Kara Koschum, les eaux reviendront au Lob Nor. On verra alors l'érosion éolienne attaquer à nouveau le Kara Koschum, l'alluvionnement combler progressivement le Lob Nor et les eaux reprendre au bout de quelque temps le chemin du Sud. Les régions couvertes par de grandes épaisseurs de sables sont seules à l'abri de l'érosion éolienne et de l'invasion périodique des eaux.





Cliché Gignoux.

DÉBOUCHÉ DU RHÔNE DANS LE LAC DE GENÈVE.

Développement du Delta, qui s'allonge en pointe le long de la branche maîtresse.
Les eaux troubles du fleuve alpin se reconnaissent à la surface du Lac, jusqu'au point où elles s'enfoncent brusquement entraînées par leur poids, en formant les remous connus sous le nom de *bataillère*.

Dans les pays à climat tempéré, les oscillations des lacs sont en général beaucoup moins marquées que dans la zone chaude, à cause de l'absence d'une période sèche dans le régime des pluies. Les lacs d'Écosse, qui ont été particulièrement bien étudiés [MURRAY, 11], n'ont pas laissé reconnaître une période annuelle sensible.

Dans les pays froids et les montagnes, il y a au contraire une période bien marquée, avec minimum d'hiver et d'été et maximum principal au printemps. En hiver l'évaporation est très réduite, mais l'alimentation est complètement supprimée, toutes les précipitations donnant de la neige qui ne fond pas. Au printemps le dégel amène un brusque gonflement. C'est au début de l'été que les eaux sont généralement le plus basses, la fonte des neiges ayant cessé, tandis que l'évaporation augmente considérablement avec la chaleur, avant que l'influence des pluies d'été n'aie pu se faire sentir.

Ce régime est celui des grands lacs canadiens, ainsi que des lacs du nord de la Russie.

Les conditions topographiques peuvént toujours modifier le régime déterminé par le climat en atténuant ou rendant plus sensibles les variations de volume et de niveau des lacs.

Influences topographiques. — La topographie de la cuvette lacustre et celle du bassin d'alimentation exercent toujours une influence sensible sur les variations de niveau. Ces variations sont d'autant plus fortes que la profondeur moyenne est plus faible, car l'évaporation se fait sur une surface d'autant plus grande. Même dans les régions les plus humides de la zone tempérée, un lac dont la profondeur moyenne ne dépasse pas deux mètres est exposé à être temporairement réduit à l'état de marécage. Les lacs d'origine fluviale qui accompagnent les grands fleuves des pays équatoriaux (Congo, Amazone), sont, malgré l'humidité constante de l'atmosphère, sujets à un assèchement presque complet, à cause de leur faible profondeur. Au contraire, des cuvettes d'une profondeur moyenne dépassant 100 mètres sont, quels que soient l'intensité de l'évaporation et les caprices de l'alimentation, relativement stables. Les lacs tectoniques et les lacs de creusement glaciaire ont à cet égard un avantage très marqué.

L'étendue du bassin d'alimentation est un des facteurs essentiels. Si elle est considérable, c'est le régime des rivières affluentes, et par suite celui des pluies, qui règle les oscillations de niveau des lacs; si, au contraire, elle est très réduite, c'est l'intensité de l'évaporation, par suite la température, qui est le facteur principal. La topographie du bassin d'alimentation n'est pas moins importante. Si les pentes sont très fortes, la région montagneuse; les rivières affluentes auront l'allure de torrents, les précipitations pourront être souvent neigeuses. Les lacs de cirques sont, pour ces raisons, sujets à des varia-

tions beaucoup plus sensibles qu'on ne serait tenté de le supposer, d'après leur profondeur moyenne, généralement assez grande. Ces variations sont augmentées par le fait que ces lacs sont fréquemment privés d'écoulement superficiel et ne sont alimentés que par le ruissellement.

Toutes choses égales d'ailleurs, les nappes lacustres les plus stables sont celles qui possèdent un émissaire superficiel. En effet, toute montée du niveau due à une brusque augmentation d'alimentation est combattue par l'augmentation du débit de l'émissaire, qui en résulte forcément. Le dégagement par écoulement souterrain est au contraire limité par la section du canal d'écoulement. C'est dans les montagnes et en général dans les régions calcaires qu'on trouve surtout les lacs privés d'émissaire superficiel. Les nappes lacustres nichées au fond des *polje* des Alpes Illyriennes s'enflent brusquement après les grandes pluies, au grand dommage des villages établis sur leurs alluvions, qui sont les seules terres cultivables dans ces régions pierreuses; elles se dessèchent par contre presque entièrement pendant les années sèches, en découvrant un sol de limon producteur de miasmes paludéens.

L'assainissement des plaines intérieures de la Bosnie et de l'Herzégovine a été un problème vital qui s'est imposé à l'administration autrichienne, et pour la solution duquel n'ont été épargnés ni les recherches géologiques ni les travaux d'ingénieurs. En Italie, le desséchement du lac Fucin par un canal souterrain de plus de 6 km. a répondu aux mêmes nécessités. Tous les bassins intérieurs de l'Apennin sont plus ou moins sujets au paludisme et réclament des travaux de drainage. Le même problème se pose dans toutes les dépressions privées d'écoulement, quelle qu'en soit l'origine. Ainsi la ville de Mexico, bâtie au bord du lac de Tetzcoco, dans un de ces bassins intérieurs dont fourmillent les hautes terres américaines, a été amenée, pour parer aux inondations et aux influences paludéennes, à assurer l'écoulement du lac par un canal de 47 km. et un tunnel de 10 km. percé à travers une chaîne de montagnes.

Les lacs alluviaux sont dans des conditions assez particulières. Ils ne sont alimentés que par les infiltrations et par le trop-plein des eaux de crues du grand fleuve, qui leur arrivent par des canaux généralement assez étroits. Lorsque les eaux baissent dans le chenal principal, le lac se vide en grande partie. L'alimentation est temporaire, comme l'écoulement, mais l'évaporation est constante. Aussi l'assèchement complet n'est-il pas rare (lacs du bas Danube, *majeh* du haut Nil, *marigots* du Niger). En réalité ce sont plutôt des parties du système fluvial que des nappes lacustres proprement dites.

Oscillations séculaires des lacs. — Dans les conditions normales, la montée et la baisse des eaux d'un lac s'équilibrent à peu près au bout d'une année. Mais la balance peut être inégale. Si, pendant plusieurs années de suite, elle penche du même côté, on constate une montée ou une baisse permanente des eaux. Presque tous les lacs sont soumis à de pareilles variations, qui reflètent les variations séculaires du climat. Les périodes sèches sont suivies d'une baisse

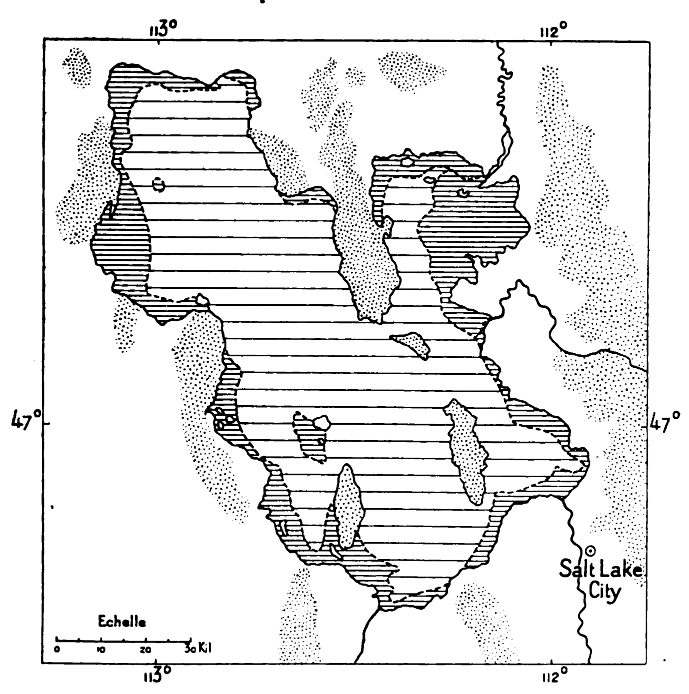


Fig. 146. — Variations du Grand Lac Salé, d'après Gilbert.

Le pointillé indique le sol rocheux et montagneux; le grisé horizontal lâche, la surface du lac en 1850; le grisé horizontal serré, la surface submergée entre 1850 et 1869.

générale, les périodes pluvieuses d'un relèvement. L'intensité de ces variations séculaires des lacs est soumise aux mêmes lois que les variations saisonnales. Elle est d'autant plus marquée que la profondeur moyenne est plus faible, le bassin d'alimentation plus réduit. Elle est plus forte dans les climats chauds et secs.

Les grands lacs de l'Afrique orientale paraissent sujets à des variations séculaires très marquées, dont la période semble être de vingt-cinq ans. Un maximum général a été constaté vers 1876, époque à laquelle le Tanganyika s'écoulait vers le Loukouga par-dessus un seuil asséché. Depuis, les années qui ont suivi 1900 ont amené un léger relèvement des eaux des lacs Albert et Albert-Édouard. Le lac Eiassi, qui avait à peu près complètement dis-

paru, en laissant à découvert une steppe saline, paraît s'étendre de nouveau.

Des variations séculaires ont été aussi constatées dans les lacs des États-Unis occidentaux, dont le Grand Lac Salé est le plus connu (fig. 146). Ces variations reflètent fidèlement celles de la pluviosité et confirmeraient, d'après BRÜCKNER, l'existence de la période de trente-cinq ans des oscillations du climat (v. 2e partie, chapitre II).

Extinction nécessaire des lacs. — Si une série de variations séculaires se totalise par un résultat négatif, le lac est menacé d'extinction définitive. Ce résultat est inévitable, quand l'alimentation est en moyenne inférieure à la perte en eau. Il est autant plus à craindre que le climat est plus sec et plus chaud. C'est dans ce cas l'excès d'évaporation qui est le facteur principal de l'épuisement; car

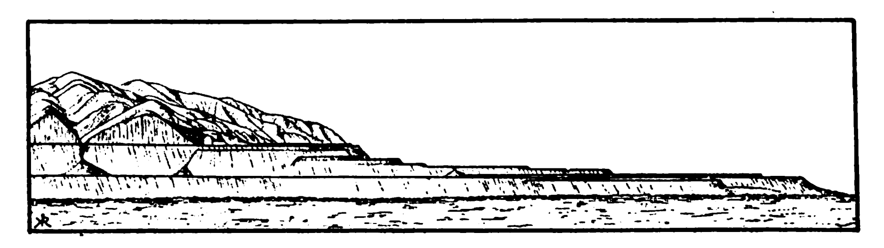


Fig. 147. — Terrasses du lac Bonneville, d'après Gilbert.
(Figure extraite de E. Suess : *La Face de la Terre*, traduction française.)

les nappes lacustres qui s'évanouissent ainsi sur place n'ont généralement pas d'émissaire. Aussi le premier indice de la prochaine disparition d'un lac est la concentration de plus en plus grande des eaux. Des croûtes salines se déposent sur les bords comme dans les *sebkhas* sahariennes. La salinité est évidemment d'autant plus grande, si le bassin d'alimentation du lac s'étend sur des terrains riches en sel marin et en gypse, comme c'est le cas sur les hauts plateaux algériens. On connaît plus d'un exemple de grands lacs aujourd'hui disparus, qui s'étaient formés par l'accumulation des eaux dans des bassins fermés, à une époque géologique très rapprochée de nous où les précipitations étaient plus abondantes. Dans les hauts plateaux de l'Ouest des États-Unis, on a donné des noms à ces vastes nappes lacustres, dont on a pu fixer exactement les contours : lac Bonneville, lac Lahontan [GILBERT, 16; RUSSEL, 17]; on a même pu retracer les principales oscillations qui en ont amené la disparition progressive. Des berges bien conservées marquent en effet nettement les niveaux atteints à chaque mouvement positif des eaux (fig. 147).

Il semble qu'en général tous les lacs actuellement existants aient

une tendance à disparaître. On n'en doit pas cependant conclure que le climat évolue partout vers une sécheresse plus grande. Une nappe lacustre est stable au point de vue climatique, si la moyenne de l'alimentation est égale à celle de l'épuisement, suivant la formule $Ar + As + Ap = I + E + D$. Mais il ne peut être stable au point de vue géologique. Tout lac est un organisme éphémère, que les forces travaillant au modelé continental tendent à faire disparaître.

Il n'y a guère d'exemples de lacs climatiquement stables, qui n'aient un émissaire. L'érosion exercée par cette rivière approfondit son lit, augmente donc son débit; par suite l'équilibre est rompu au profit du second terme de la formule $Ar + As + Ap < I + E + D$

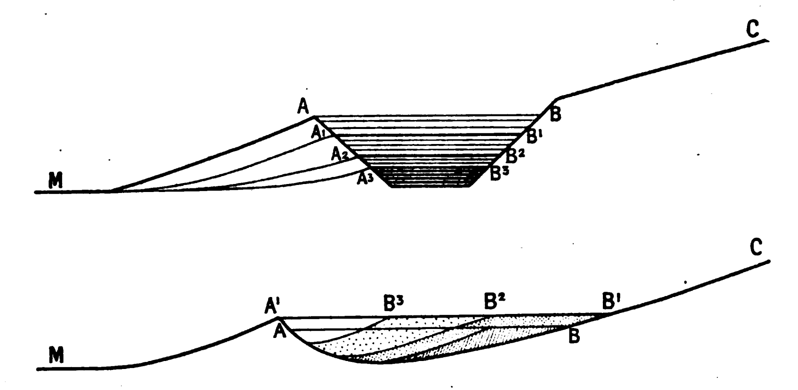


Fig. 148. — Schéma de l'extinction des lacs :deux modes d'extinction géologique.

En haut, extinction par érosion : M, niveau de base océanique; MA, MA^1, MA^2, MA^3, profils successifs de l'émissaire approfondissant son thalweg; AB, A^1B^1, A^2B^2, A^3B^3, surfaces lacustres de plus en plus réduites leur correspondant.

En bas, extinction par comblement : AB, surface lacustre primitive sans écoulement; BC, affluent apportant des alluvions; A^1B^1, surface lacustre relevée par l'apport des alluvions; A^1M, émissaire; CB^1, CB^2, CB^3, affluent comblant progressivement le lac; A^1B^1, A^1B^2, A^1B^3, surface lacustre de plus en plus réduite correspondant à ces empiétements.

Le lac ne pourra se maintenir que si son fond est au-dessous du niveau de la mer (fig. 148). Même dans ce cas il peut encore être appelé à disparaître. En effet, quelle que soit la topographie de la cuvette lacustre et de son bassin d'alimentation, les rivières affluentes y accumulent des alluvions qui tendent à combler le fond et à élever le plan d'eau. Un émissaire peut ainsi se former, même s'il n'en existe pas. Le débit de cet émissaire augmente constamment et le volume des eaux diminue. Cette évolution géologique sera évidemment d'autant plus rapide que la cuvette lacustre est moins profonde et le bassin d'alimentation plus étendu. C'est ainsi que disparaissent la plupart des lacs de barrage, et particulièrement les lacs d'origine glaciaire, qui sont si nombreux dans les régions septentrionales d'Europe et d'Amérique. Mais on peut dire que tout

lac est une forme transitoire, destinée à disparaître. L'accumulation et le séjour des eaux dans une cavité isolée témoignent d'une organisation imparfaite du drainage. L'évolution normale du modelé continental tend à assurer l'écoulement de toutes les eaux tombées à la surface du sol par des canaux fluviaux à pente régulière.

Ainsi les lacs doivent être envisagés comme des organismes dont l'existence est limitée. La topographie et le régime des eaux indiquent nettement à quelle phase de son existence se trouve un lac. Dans la première jeunesse, les traits caractéristiques de la topographie lacustre ne sont pas encore développés : la beine, le mont et la plaine peuvent faire défaut. Parfois même, il n'y a pas encore d'émissaire, et les variations de niveau, qui sont assez notables, se totalisent positivement. Un lac pourvu d'un émissaire, offrant une beine et une plaine bien développée, est parvenu à la maturité. Le régime doit être assez constant, les variations séculaires ne manifestent ni mouvement positif, ni mouvement négatif général. Dans un âge plus avancé, on voit le volume des eaux diminuer graduellement. De vastes grèves témoignent de l'intensité des oscillations saisonnales et séculaires dont la somme est de plus en plus nettement négative. La beine elle-même peut être abandonnée par les eaux et s'oblitère. Bientôt l'écoulement est supprimé. A partir de ce moment on peut dire que la fin est proche. Les variations de niveau deviennent de plus en plus fortes et la baisse des eaux finit par réduire le lac à l'état de marécage envahi par la végétation, ou, si le climat est particulièrement sec, de bourbier vaseux avec croûtes salines.

---

1. — FOREL (F. A.). Handbuch der Seenkunde. Allgemeine Limnologie. Stuttgart, 1901, in-8°, 249 p., 1 pl., 16 fig.

2. — RABOT. Revue de Limnologie. *La G.*, IV, 1901, p. 108 et 172 (bonne revue de nombreuses publications récentes).

3. — HALBFASS (W.). Die Morphologie der Europäischen Seen. *Z. Ges. für Erdkunde*, 1903, p. 592, 706, 784, et 1904 p. 205 (Catalogue des lacs d'Europe sondés avec altitude, profondeur, surface, etc.).

4. — FOREL (F. A.). Le Léman, monographie limnologique. Lausanne, 1892, 1895, 1904, 3 vol. in-8°, 538, 651, 715 p., 13 pl., 3 cartes (la première et actuellement encore la plus parfaite des monographies limnologiques).

5. — DELEBECQUE (A.). Atlas des lacs français, 1892, et : Les lacs français, Paris, 1898, in-4°, 436 p.

6. — PENCK et RICHTER. Atlas der Oesterreichischen Alpenseen. I, 1895, II, 1896; (texte : J. MÜLLER. Die Seen des Salzkammergutes. *G. Ab.*, VI, 1, 1896. — RICHTER. Seestudien, *Ibid.*, VI, 2, 1897).

7. — *Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees.* Wien, 1897 sq., in-8° (publication devant comprendre 3 vol., voir spéc. : CHOLNOKY. Limno-

logie, I. 3, 1897; BOGDANFFY. Niederschlagsverhältnisse, I. 4. 1899; SARINGER. Temperaturverhältnisse, I, 5, 1901; N. von ILOSVAY. Chemische Verhältnisse, I, 6, 1898).

8. — *Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung*, publication périodique internationale depuis 1870.

9. — ULE (W.). Der Wurmsee in Oberbayern. *Wiss. Veröffentlichungen Ver. für Erdkunde Leipzig*, V, 1901, 211 p. et Atlas, 6 pl.

10. — WAGNER (P.). Die Seen des Böhmerwaldes. *Wiss. Veröffentlichungen Ver. für Erdkunde Leipzig*, 1897, IV, p. 1-90.

11. — MURRAY (J.). and PULLAR (L.). Bathymetrical survey of the Scottish fresh-water Lochs. Reports on the scientific results. Edinburgh. 1910, 6 vol. (Résumé L. W. COLLET, *La G.*, XXIV, 1911, p. 109-116; Résultats publiés au fur et à mesure des recherches par H. R. MILL dans *G. J.*, XV, 1900, p. 309; XVII, 1901, p. 299, et dans *Scottisch G. Mag.*, XVI, p. 173; XVII, p. 168, XIX p. 449 et 569).

12. — ULE (W.). Beitrag zur physikalischen Untersuchung der Baltischen Seen. *Forschungen zur D. Landes- und Volkskunde*, XI, p. 21-72, 4 pl.

13. — CVIJIC (J.). Die macedonischen Seen. Abrégé *Bul. Soc. G. Hongr.*, XXVIII, 1900, p. 37-48.

14. — RUSSELL (I.). Lakes of North America. Boston, 1895, in-8°, 125 p., 23 pl.

15. — PERKINS (E. A.). The Seiches in the American lakes. *American Met. J.*, 1893, p. 76-77.

16. — GILBERT (G. K.). Lake Bonneville. *U. S. Geol. Surv. Monograph*, N° 1, 1890, 438 p., 51 pl., 1 carte.

17. — RUSSEL. Lake Lahontan. *U. S. Geol. Surv. Monograph*, N° 11, 1885, 288 p., 45 pl., 1 carte.

18. — LYONS (H. G.). On the variations of level of lake Victoria. *Rep. upon the Basin of the Upper Nile*, Cairo, 1904. — Cf. The Physiography of the River Nile and its basin. Cairo, 1906, in-8°, 411 p., 48 pl.

19. — TILHO (J.). Exploration du lac Tchad. *La G.*, XIII, 1906, p. 195, avec carte 1 : 400000 (cf. AUDOIN. Notice hydrographique sur le Lac Tchad. *La G.*, XII, p. 305).

20. — SVEN HEDIN. Scientific results of a journey in Central Asia. Stockholm, 1905. T. II, Lob Nor, p. 257-395.

CHAPITRE V

LES RIVIÈRES

Intérêt de l'étude des rivières. — Les lacs sont des nappes d'eau se renouvelant très lentement; les rivières sont des masses d'eau en mouvement continuel. Leur activité incessante, tantôt brutale et désastreuse, tantôt caressante en quelque sorte, a toujours frappé l'imagination humaine, et la personnification des fleuves est un fait commun à la plupart des mythologies. Aux yeux mêmes de la science moderne, les rivières apparaissent comme l'élément le plus vivant de la géographie physique. On est tenté de leur reconnaître une sorte de personnalité. Il en est de tempérament rassis en quelque sorte, au cours lent, aux crues égales et faciles à prévoir; d'autres, emportées et brutales, roulent des flots tumultueux, s'enflent subitement et baissent de même. Les grands fleuves équatoriaux font l'effet d'êtres puissants et pondérés, formidables, mais bien équilibrés; tandis que les *ouadi* désertiques et les torrents de montagne, sans régime fixe, sans même un lit bien déterminé, ressemblent à des êtres fantasques et capricieux.

La nature porte partout l'empreinte de cette activité incessante. La topographie est remaniée constamment par les rivières, de façon plus ou moins brusque ou continue, suivant leur tempérament. Le lit se déplace, les berges sapées par les grandes crues s'éboulent. La Loire est responsable, non seulement d'inondations désastreuses pour les villes, mais de la disparition de milliers d'hectares de champs et de prairies. Les torrents sont, malgré leur débit irrégulier et souvent très faible, les cours d'eau dont l'action sur le relief est le plus sensible. La vie de l'homme est dans une dépendance si étroite de la vie des fleuves, qu'on comprend aisément l'intérêt avec lequel il a toujours suivi leurs mouvements. Paisibles et réguliers, ils servent de voies de communication; irréguliers et violents, ils

menacent les biens et la vie des populations riveraines. Des crues puissantes et régulières permettent l'irrigation et font fleurir la civilisation au seuil des déserts.

L'étude systématique des fleuves a été une des premières nécessités qui se sont imposées aux États modernes, au moment de l'organisation du réseau des voies de communication par terre et par eau. En France, la création du Service hydrométrique du bassin de la Seine a précédé celle des services météorologiques. En Allemagne, le développement de la navigation intérieure nous a valu une série de monographies scientifiques de tous les grands fleuves, du Rhin jusqu'à la Vistule. Les pays Danubiens ont tous, jusqu'à la Roumanie, des services hydrologiques. Aux États-Unis, l'utilité pratique de ces études a été reconnue de bonne heure. Le Mississipi a fait l'objet de publications importantes, et le Geological Survey multiplie les mesures de débit des rivières de l'Ouest en vue des irrigations possibles. L'installation des Anglais en Égypte et dans le Soudan oriental, leurs efforts pour développer l'agriculture dans le delta du Nil, ont déjà donné lieu à des recherches fort intéressantes sur ce grand fleuve. Le trésor des faits ainsi accumulés est assez considérable, pour qu'on puisse reconnaître les lois générales de la vie des fleuves.

Sources et nappes aquifères. — On peut dire que la plupart des cours d'eau, sauf les torrents de montagne, ont pour origine une source. Le régime des fleuves dépend de l'importance plus ou moins grande de l'alimentation par les sources, comparée au ruissellement direct. L'étude des sources est donc le préliminaire indispensable de celle des cours d'eau.

Mais c'est aussi une question d'un intérêt géographique plus général. La position des sources dans les pays arides détermine strictement celle des établissements humains. Même dans les régions suffisamment arrosées, elles ont encore une importance capitale. Dans le bassin de Paris, certains horizons géologiques imperméables sont un lieu de sources permanentes et par suite d'agglomérations rurales. Rien de plus frappant que le spectacle des coteaux de Montmorency vus des hauteurs de Sannois, avec la ligne continue des villages soulignant à mi-côte l'affleurement des marnes vertes.

Jadis, la recherche des sources était confiée aux sorciers, qui se mettaient en quête munis d'une baguette de coudrier. Ce sont les géologues qui sont consultés maintenant. La répartition des sources s'explique en effet par la nature du sous-sol et obéit à des lois précises. Une source n'est autre chose que l'écoulement superficiel d'une nappe d'eau qui imprègne une couche de terrain perméable.

L'eau des sources provient toujours directement ou indirectement de la pluie tombée à la surface du sol. Certaines sources peuvent

être dues à la réapparition des eaux de rivières qui s'infiltrent dans des terrains meubles ou s'engouffrent dans les cavités naturelles de certaines roches comme les calcaires. On a proposé pour ces sources le nom de *résurgences*.

On sait que certaines sources ont une température élevée et une teneur en substances minérales indiquant que leurs eaux ont séjourné longtemps dans le sous-sol. Il n'est pas sûr cependant que l'écorce terrestre puisse être considérée comme contenant par elle-même des réserves d'eau (eaux juvéniles de Suess). Les recherches les plus récentes sur les exhalaisons volcaniques ont montré que les produits éruptifs étaient par eux-mêmes à peu près entièrement anhydres (v. 4[e] partie ch. VI).

L'eau tombée à la surface du sol est toujours plus ou moins filtrée et retenue par le sol meuble qui ne fait jamais défaut, partout où il y a quelque végétation. Elle y forme une *nappe superficielle*, donnant des *sources de surface*. Ce sont les seules sources dans les terrains imperméables (schistes argileux, argiles et marnes, roches éruptives massives). Leur abondance dépend de l'épaisseur du sol meuble et de celle que peut avoir par suite la nappe superficielle. Leur apparition est déterminée par la pente et par l'épaisseur variable du sol meuble (fig. 149). Ces sources sont généralement très nombreuses, mais très instables. Même dans les pays les plus humides elles peuvent tarir chaque année. Leurs eaux sont sujettes à la contamination, n'étant pas suffisamment filtrées.

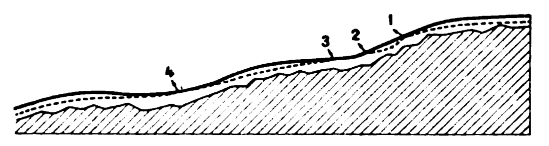


Fig. 149. — Nappe superficielle et sources de surface.
La surface de la nappe marquée en pointillé, les sources marquées par des flèches notées 1, 2, 3, 4.

Le régime des sources de *nappe phréatique* est plus régulier. On appelle *nappe phréatique* celle qui se forme dans un terrain perméable (sable, cailloutis, grès, craie ou calcaire très fissurés) affleurant sur une assez grande étendue et reposant sur une couche imperméable. L'infiltration ne pouvant aller plus loin que cette couche, l'eau imprègne tous les vides du terrain perméable jusqu'à un certain niveau appelé *surface piézométrique*. C'est une surface d'équilibre hydrostatique, dont l'inclinaison dépend de celle de la couche imperméable (BA fig. 150). Dans les terrains horizontaux elle s'abaisse du côté où la nappe affleure, en donnant une source (EF fig. 150). Elle se rapproche de la surface dans les dépressions,

tout en ayant toujours une pente plus faible que celle de la surface topographique.

Le niveau atteint par la surface piézométrique est sujet à des variations dépendant du climat et de la nature du sol. D'après SOYKA [3] la pluie et l'évaporation règlent ces variations, la pluie ayant plus d'importance dans le Nord de l'Europe, tandis que l'évaporation joue un plus grand rôle dans le Sud. Le niveau s'abaisse vite dans les sols alluviaux à éléments grossiers, où les vides sont plus grands et le mouvement d'écoulement plus rapide. Lorsque les rivières coulent au niveau même des plaines alluviales, comme c'est le cas dans le Frioul et la Vénétie, il se forme une nappe phréatique alimentée surtout par les infiltrations des cours d'eau et reflétant leurs variations de débit avec un retard de 1 ou 2 mois [DE MARCHI, 30].

La régularité du débit des sources de nappe phréatique dépend de leur situation topographique. On peut distinguer les *sources d'affleurement* et les *sources de vallée*. Les premières se forment à

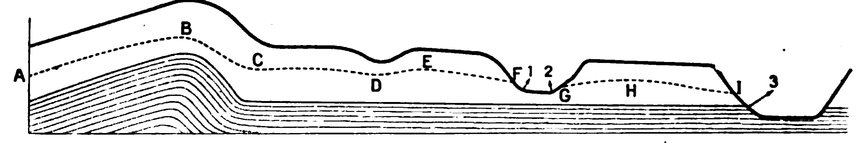


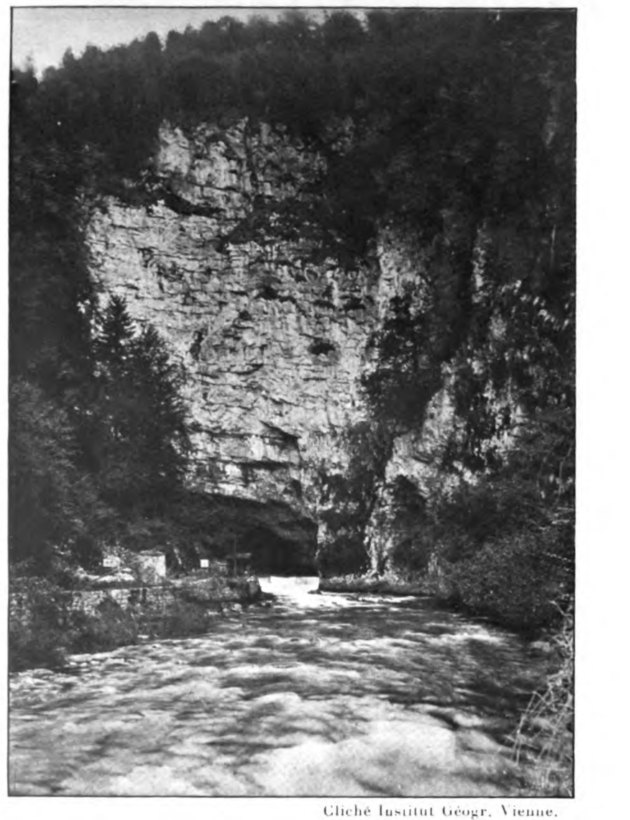
Fig. 150. — Nappe phréatique avec sources.
Terrain perméable en blanc. Surface de la nappe ABCDEF, GHI, en pointillé.
1, 2, sources de vallées; 3, source d'affleurement.

flanc de coteau dans les régions où la couche imperméable affleure à la surface du sol (fig. 150, 3); ce sont naturellement les plus constantes puisqu'elles ne peuvent tarir que si la nappe est complètement épuisée. Les secondes apparaissent là où la couche imperméable est voisine de la surface sans y affleurer (fig. 150, 1 et 2); elles peuvent tarir si le niveau piézométrique s'abaisse notablement.

On peut constater dans le bassin parisien combien les sources d'affleurement sont plus favorables aux établissements humains que les sources de vallée. Les premières ont déterminé la position des villages des environs immédiats de Paris, tous situés à flanc de coteau; les secondes dominent dans le Soissonnais où les vallées sont tantôt marécageuses, tantôt sèches.

On doit réserver le nom de *nappes artésiennes*, souvent étendu abusivement [28] pour les nappes qui imprègnent une couche perméable comprise entre deux couches imperméables (fig. 151). L'alimentation se fait dans la partie la plus élevée où la couche perméable affleure. Le niveau de la nappe et son écoulement sont réglés par les mêmes lois que dans les nappes phréatiques, tant que cet écoulement est libre. Mais dans les régions de couches inclinées il arrive fréquemment que le niveau de la nappe atteigne la couche

Sources des Terrains calcaires



Cliché Institut Géogr. Vienne.

A. — Source vauclusienne de l'Unz, près Planina (Carniole).



Cliché W. Lozinski.

B. — Source dans la craie en Podolie.

Planche IV bis.

imperméable supérieure. La nappe est dès lors *captive*, même si elle a pu trouver un écoulement par une source (fig. 151). Dans le cas où la couche perméable n'affleure pas en dehors de la région d'alimentation la nappe est tout à fait emprisonnée dans le sous-sol; un puits foré au bon endroit fera alors monter l'eau sous pression qui jaillira à la surface. Les *puits artésiens*, suivant le nom qu'on leur donne depuis longtemps, sont des sorties de sources artificielles.

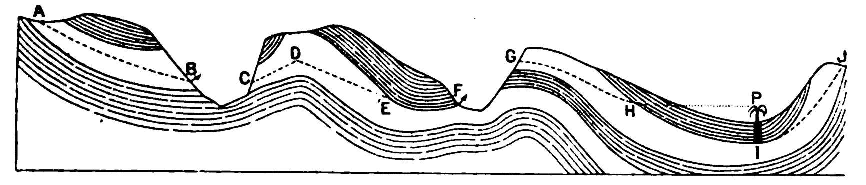


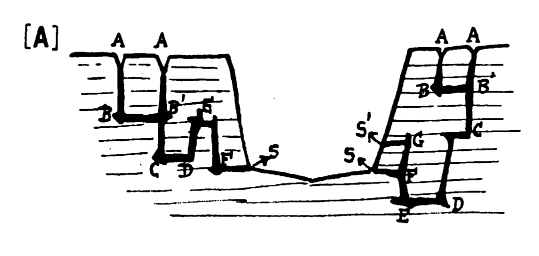
Fig. 151. — Nappes et sources artésiennes.
AB, CD, nappes libres; DEF, nappe captive; GHIJ, nappe artésienne sous pression (le puits foré en I, fait jaillir l'eau jusqu'au niveau P correspondant à H).

Ce que le forage d'un puits détermine artificiellement peut être produit par une dislocation géologique qui brise la continuité des couches. Ainsi les failles permettent souvent aux eaux profondes d'arriver à la surface du sol. La plupart des sources chaudes et des sources minérales doivent leur existence à de semblables dislocations.

Circulation souterraine dans les terrains calcaires. — Les terrains calcaires sont dans une situation quelque peu anormale au point de vue de la circulation des eaux souterraines. La dissolution de la roche le long des cassures y amène la formation d'un réseau de cavités assez larges pour contenir de véritables lacs ou des torrents alimentés par l'infiltration des eaux de pluie, et même par l'absorption des eaux fluviales qui disparaissent brusquement de la surface du sol (*pertes*). La réapparition soudaine de ces rivières souterraines donne des sources connues depuis longtemps sous le nom de *sources vauclusiennes*, du nom de la Fontaine de Vaucluse prise comme type. L'eau y sort avec une telle abondance qu'elle forme un cours d'eau souvent navigable et capable d'actionner un moulin. Ces sources ou ces *résurgences* suivant le nom proposé par Martel et Fournier [7, 8] dominent dans tous les pays calcaires : Causses du Massif Central, Karst d'Illyrie, Alpes calcaires, et même dans certaines parties du bassin parisien où elles portent le nom de *Douix* (source de la Seine). Leur débit n'est pas toujours régulier.

Cette irrégularité s'explique le plus souvent par l'existence de véritables siphons, comme le montre la figure 152 A. Le réseau des conduites souterraines représente à gauche un siphon normal; l'eau ne pourra s'écouler en

S que si les infiltrations remplissent la branche B'CDE jusqu'en E; alors le siphon est *amorcé*. Dès que le niveau s'abaisse au-dessous de B'E, le siphon est désamorcé, l'écoulement cesse. Dans le cas d'un siphon inverse (à droite), il faut que l'eau prenne le chemin AB'CDEF, remplissant la branche CDEF, pour que l'écoulement soit possible. Après de grandes pluies, le débit de la source S, brusquement enflée, peut être insuffisant pour évacuer



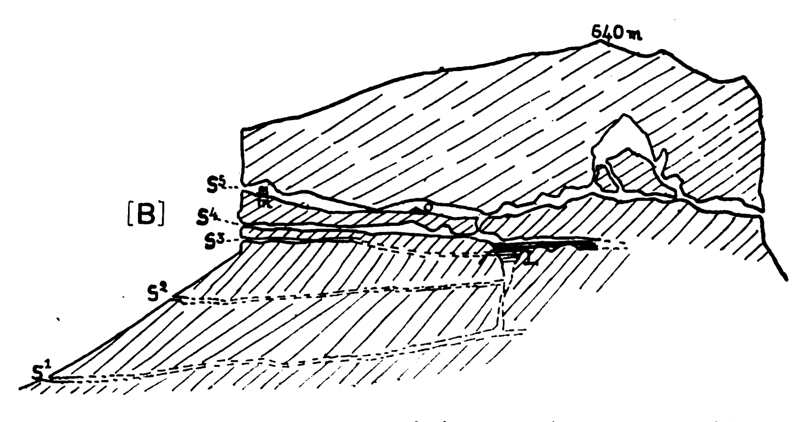


Fig. 152. — [A]. Schéma de sources vauclusiennes ou résurgences avec siphons.
[B]. Exemple de la grotte de Boundalaou (Larzac), d'après Martel.

S^1, S^2, sources constantes; S^3, S^4, sources ne fonctionnant qu'après les grandes pluies; S^5, source tarie depuis longtemps, la galerie dont elle est l'issue présentant des traces d'établissements humains (*m*, mur, O, ossuaire); L, lac réservoir souterrain.

l'eau qui s'engouffre dans le sol, une fissure plus élevée peut alors livrer passage à une source temporaire S'. C'est ainsi qu'on voit dans les gorges du Tarn des jets d'eau tomber des parois rocheuses après les grosses pluies. Dans la gorge des Portes-de-Fer sur le bas Danube, c'est un spectacle étrange que de voir les jets d'eau colorés en rouge par la *terra rossa* s'élancer des parois blanches calcaires.

La grotte de Boundalaou, étudiée par Martel [7] (fig. 152 B), offre un curieux exemple de conduites souterraines anastomosées engendrant des résurgences, dont la plus élevée ne fonctionne plus depuis longtemps, puisqu'on y trouve des traces d'habitation, et dont deux fonctionnent seulement après les grandes pluies.

La circulation torrentielle souterraine dans les terrains calcaires n'exclut pas l'existence d'une sorte de nappe imprégnant les fissures

non encore élargies. Mais cette nappe ne peut avoir la régularité de celles des terrains où tous les vides sont à peu près de même dimension. Sa surface doit s'abaisser dans les régions où les vides sont plus importants, particulièrement là où existe un réseau de cavernes où l'écoulement est très rapide. C'est en partant de cette notion qu'on pourra résoudre les difficultés présentées par l'étude hydrologique des terrains calcaires et qu'on a chance d'éclaircir le débat entre les auteurs qui tiennent pour l'existence de vraies nappes dans les pays de Karst (Grund) et ceux qui n'y reconnaissent que la circulation torrentielle souterraine (Martel).

Il est bon de remarquer que la circulation souterraine ainsi envisagée n'est pas absolument spéciale aux calcaires. Des roches réputées imperméables comme les granites, les gneiss, et la plupart des roches éruptives et des schistes cristallins présentent des vides plus ou moins larges suivant les plans de schistosité et les cassures d'origine tectonique. L'eau y circule en exerçant des actions chimiques et peut donner lieu à des sources différentes des sources de nappes [Fuller, 29].

Éléments techniques de l'étude des fleuves. — Comme l'étude des sources, celle des rivières est entrée dans le domaine scientifique. Pendant longtemps, on attribuait aux grands fleuves une origine mystérieuse. Le phénomène des crues du Nil avait puissamment frappé l'imagination des Anciens, et les théories les plus étranges avaient été inventées pour l'expliquer. L'idée que tout fleuve vient d'une haute montagne, ou d'un lac en communication avec l'Océan, a hanté les esprits les plus sérieux jusqu'aux temps modernes. Nous savons maintenant que toute l'eau des rivières vient des précipitations atmosphériques. Le problème du régime fluvial consiste donc essentiellement dans la détermination du rapport qui existe entre la quantité d'eau tombée à la surface du sol et celle qui s'écoule par le chenal du fleuve. On tend à trouver une formule mathématique exprimant ce rapport. Pour y arriver il faut d'abord préciser les éléments du problème.

Tout fleuve est généralement susceptible d'occuper dans sa vallée un *lit mineur* (CGD), où il se confine en général, et un *lit majeur* (BGE), qu'il envahit au moment des crues (fig. 153). La surface CGD est la section du fleuve dans son lit mineur. Le polygone CGD est le *périmètre mouillé*. On appelle *étiage* le niveau moyen le plus bas atteint par les eaux, et auquel correspond la section ou le périmètre mouillé est le plus réduit. Tous ces éléments déterminent la forme du lit fluvial et leurs variations locales se reflètent dans les conditions d'écoulement des eaux ainsi que dans celles de l'érosion. Il y a un rapport très net entre la profondeur moyenne du lit, la forme de la vallée, la vitesse des eaux et l'action qu'elles exercent sur

leur lit. A une vallée encaissée correspond en général un lit majeur très réduit, un lit mineur profond, une rivière rapide charriant des débris et attaquant son lit. A une vallée très large correspond un lit majeur très étendu, un lit mineur plus ou moins régulier, la rivière se divisant fréquemment en plusieurs bras et dépensant toute son énergie à déplacer les alluvions.

Dans les cours d'eau à pente régulière, tels que sont la plupart des grands fleuves, cette pente est plus faible aux basses eaux dans les parties encaissées de la vallée, plus forte au contraire aux hautes eaux.

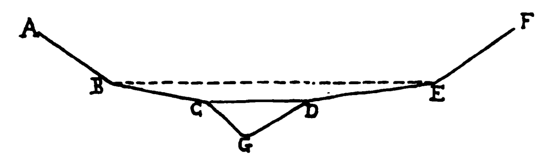


Fig. 153. — Eléments du profil du lit fluvial.

Pour déterminer le profil du lit d'un fleuve, on opère un nivellement transversal de la partie exondée du lit, que l'on complète par des sondages dans la partie occupée par les eaux. Cette opération n'est pas partout possible. Il est rare qu'elle ait été effectuée avec précision pour les fleuves de pays non civilisés. Pour les rivières torrentielles, elle devient à peu près impossible; car le profil du lit est constamment remanié, les bancs de sable ou de cailloux se déplaçant vers l'aval. Dans le cas des rivières de montagnes on peut tourner la difficulté en créant au cours d'eau une section artificielle constante au moyen d'un barrage; mais il est difficile de tenir un compte exact de la perturbation apportée à l'écoulement.

Le profil du lit supposé parfaitement connu, le débit est égal à la section multipliée par la vitesse moyenne. La détermination de la vitesse moyenne est très délicate. La vitesse varie en effet considérablement suivant la profondeur et l'éloignement des rives. On a cru pendant longtemps que la plus grande vitesse s'observait à la surface et au milieu. En réalité, les lois du mouvement des eaux courantes sont singulièrement plus complexes. La masse des eaux d'un fleuve se déplace en formant de multiples tourbillons ascendants et descendants, en sorte que la plus grande vitesse s'observe un peu au-dessous de la surface [Boussinesq, 10]. La vitesse au fond est au plus égale aux deux tiers de la vitesse de surface. Dans certains cas, elle peut être réduite à 0. On dit alors que les eaux sont *refoulées*. C'est ce qui se produit lorsque deux rivières confluentes sont en crue au même moment : la plus rapide s'écoule d'abord. La pente de la surface dans la rivière refoulée s'atténue; le lit majeur est envahi sur de vastes étendues, les boues les plus fines tenues en suspension se déposent alors, formant les limons de débordement

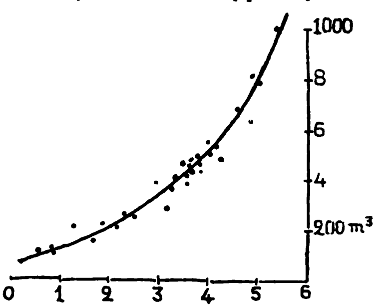


Fig. 154. — Établissement de la courbe des débits.

La jonction de tous les points correspondant aux déterminations de débit faites à différents niveaux donnerait une ligne brisée. La courbe est tracée de façon à exprimer une variation continue.

On appelle *fil de l'eau* le lieu des vitesses maxima. Loin de suivre le milieu du courant, on constate qu'il bute d'une rive à l'autre dès que le cours de la rivière s'écarte un tant soit peu de la ligne droite. La moindre courbure le fait porter vers la rive concave. C'est ce qui explique l'érosion latérale

des cours d'eau, l'affouillement des rives concaves et l'accentuation des méandres (v. 4e partie, chapitre III). Le moindre remaniement du profil du lit par déplacement des bancs de sable et des hauts fonds suffit pour changer le fil de l'eau.

On voit qu'on ne peut déterminer la vitesse moyenne que par approximation. Le résultat sera d'autant plus précis qu'on aura multiplié les mesures en divers points plus ou moins distants de la rive, à la surface et à diverses profondeurs. La mesure de la vitesse se fait à l'aide de *moulinets hydrauliques*, qu'on peut à volonté laisser flotter ou immerger plus ou moins profondément. La vitesse moyenne ayant été déterminée à un moment donné, on devra recommencer plusieurs fois cette opération, en observant le fleuve à des niveaux plus ou moins élevés au-dessus de l'étiage. La vitesse du Rhône, qui est de 0 m. 50 à 1 m. à l'étiage, atteint de 4 à 5 m. aux hautes eaux; celle du Rhin à Strasbourg varie de 1 m. 50 à 3 mètres. La différence entre la vitesse des crues et celle des maigres est en général d'autant plus grande que le régime est plus irrégulier.

Les vitesses moyennes déterminées à différents niveaux serviront à établir une courbe, qui donnera le débit pour une hauteur déterminée au-dessus de l'étiage (fig. 154). Ce procédé graphique est le plus simple et de beaucoup le plus précis. Plus les jaugeages sont nombreux, plus la courbe obtenue se rapproche de la vérité.

On voit que la connaissance du débit d'un cours d'eau n'est acquise qu'au prix de mesures répétées et de calculs délicats. Il importe de ne pas se faire d'illusions sur l'exactitude des chiffres de débit, qui sont souvent donnés pour les fleuves, particulièrement pour ceux des régions tropicales.

Rapport de l'écoulement fluvial avec les précipitations. — Connaissant le débit d'un fleuve, on peut comparer la quantité d'eau écoulée en un temps donné à la quantité d'eau tombée à la surface du bassin. Une carte des pluies permet de calculer le volume d'eau tombé en un an par exemple; en le divisant par la surface, on a la hauteur moyenne des précipitations, que nous appellerons l'*indice pluviométrique* du bassin (P). En divisant de même le volume d'eau déchargé par le fleuve en un an par la surface de son bassin, nous obtenons l'*indice d'écoulement* (D). La différence $P - D$ représente l'eau perdue, c'est le *déficit d'écoulement*. Le rapport $D : P$ est ce qu'on est convenu d'appeler le *coefficient d'écoulement*.

Si l'on se demande d'où vient le déficit d'écoulement, on est amené à reconstituer toute l'histoire de l'eau tombée à la surface du sol. Une partie ruisselle et arrive directement aux thalwegs; une partie s'évapore (évaporation physique E^1); une autre s'infiltre dans le sol (I).

L'eau infiltrée reparaît partiellement sous forme de sources (S); le reste est absorbé soit par l'hydratation des roches, soit par la végétation, qui restitue à l'air presque tout ce qu'elle pompe dans le sol (évaporation physiologique E^2). On peut dire que

$$D = P - (I + E^1 + E^2) + S.$$

Les efforts faits pour préciser les rapports des différents termes de cette formule hydrologique, s'ils n'ont pas conduit à des résultats

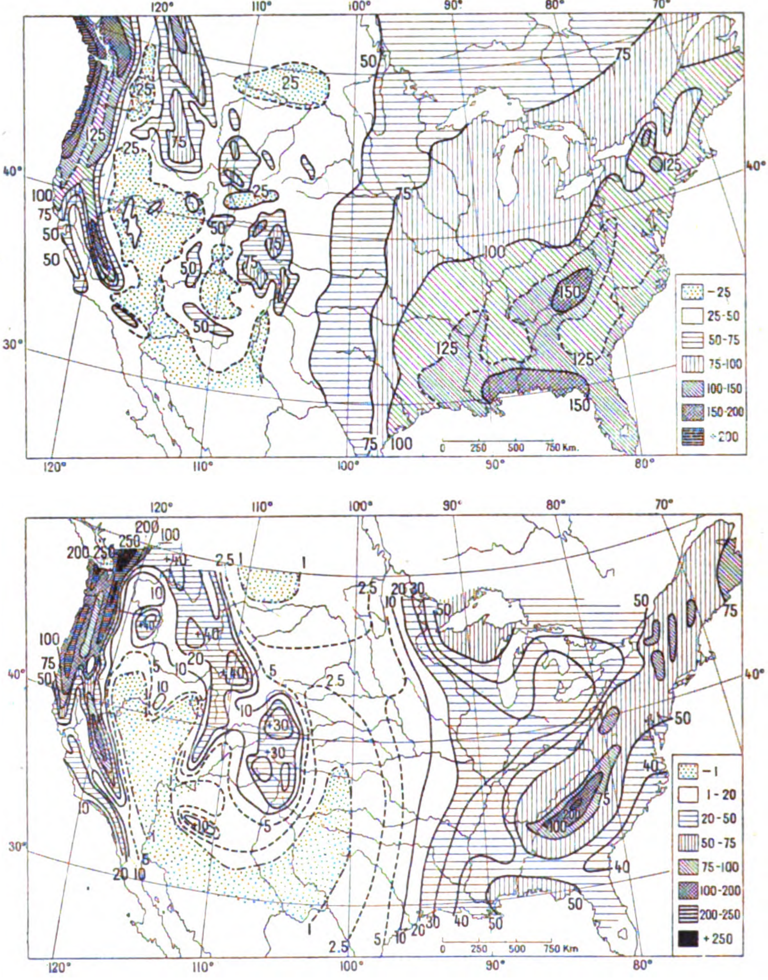


Fig. 155. — Précipitations et écoulement fluvial aux États-Unis, valeurs en centimètres; d'après H. Gannett pour les précipitations (en haut) et H. Baulig pour l'écoulement (en bas).

généraux entièrement satisfaisants, ont singulièrement contribué à l'intelligence du mécanisme de l'écoulement fluvial.

L'*indice d'écoulement* est une valeur géographique des plus intéressantes. Les nombreuses mesures de débit de rivières faites aux États-Unis ont permis à Baulig [33] d'en dresser une carte, dont la comparaison avec la carte des pluies est fort instructive (fig. 155).

On remarque que les variations de l'écoulement suivent, dans l'ensemble, celles des précipitations, mais présentent une plus grande amplitude. Le coefficient d'écoulement augmente avec la pluviosité. Il augmente aussi avec la pente; c'est ce qui explique les indices d'écoulement très élevés qu'on rencontre dans les parties hautes des Appalaches et dans les Montagnes Rocheuses. Enfin il dépend de la nature du sol, car l'écoulement est relativement très abondant sur les sols glaciaires imperméables de la Nouvelle-Angleterre et de la région lacustre canadienne.

Si l'on distingue entre la zone tempérée et la zone subtropicale (en leur donnant comme limite le 40e parallèle) on voit que la courbe de l'écoulement en fonction des précipitations a toujours une allure hyperbolique, mais monte beaucoup plus vite dans la zone tempérée (fig. 156).

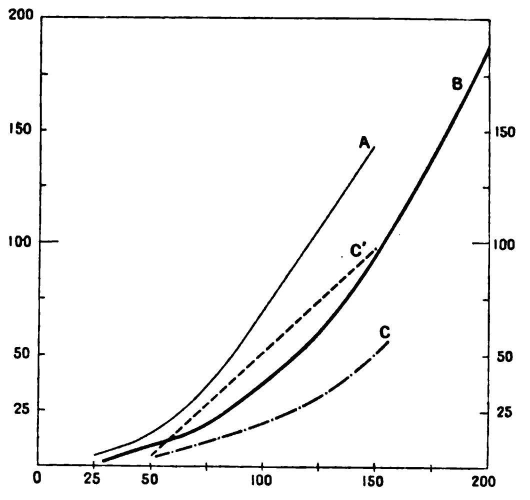


Fig. 156. — Courbes de l'écoulement en fonction des précipitations (en centimètres). Écoulement dans le sens vertical. — Précipitations dans le sens horizontal.

A, Écoulement dans l'Europe centrale, d'après Keller. — B, Écoulement dans les États-Unis au Nord du 40e parallèle, courbe construite d'après la carte de Bauiig. — C et C', Écoulement dans les États-Unis au Sud du 40e parallèle (C, en plaine; C', en montagne): courbes construites comme B.

Cela signifie que le déficit d'écoulement est en moyenne plus grand là où la température moyenne est plus élevée, car l'évaporation physique y est beaucoup plus intense, de même que l'évaporation physiologique.

On constate aussi que les courbes ont un point de départ différent. Au-dessous de 25 cm. de pluie il n'y a pratiquement pas d'écoulement dans la zone tempérée; tandis que dans la zone chaude l'écoulement ne commence qu'à partir de 40 à 50 cm. de précipitations.

Ces résultats semblent permettre de trancher le débat qui divise depuis longtemps les auteurs ayant étudié en Europe les mêmes questions. La courbe de l'écoulement n'est vraisemblablement jamais rectiligne comme celle tracée par Penck [11] pour l'Elbe; elle doit être hyperbolique comme l'a indiqué Ule [12], mais ne saurait partir du 0 des précipitations comme le veut cet auteur. La courbe établie par Keller [34], dont le travail est celui où sont utilisées le plus grand nombre de données sur l'Europe centrale (fig. 156 A) a la même allure que celle de la zone tempérée des États-Unis (fig. 156 B); son point de départ est néanmoins plus bas et sa montée plus rapide, ce qui s'explique par le fait que les bassins étudiés sont dans une zone légèrement plus septentrionale que la partie tempérée des États-Unis, et qu'un certain nombre sont des bassins alpins.

L'étude comparée des rivières de plaine et de montagne a montré en effet à Ule [12] que l'indice d'écoulement augmente beaucoup plus vite en montagne. Cette différence déjà assez marquée dans la zone tempérée,

paraît être encore plus forte dans la zone chaude, si on en juge par les conditions d'écoulement dans les États-Unis au Sud du 40e parallèle.

La courbe C (fig. 156) a été dressée en ne tenant compte que des rivières de plaine; si l'on se sert des rivières des Montagnes Rocheuses on obtient une courbe C′ se rapprochant beaucoup plus de la ligne droite.

On peut résumer ainsi les résultats obtenus jusqu'à présent : L'indice d'écoulement moyen dépend avant tout de la pluie, de la pente et de la température. Les variations locales se traduisent par une courbe hyperbolique dont la montée est d'autant plus rapide et le point de départ d'autant plus près du 0 des précipitations que la température moyenne est plus basse. L'écoulement commence à 20-25 cm. de pluie dans la zone tempérée, à 40-50 cm. de pluie dans la zone tropicale, et probablement vers 100 cm. dans la zone équatoriale d'après le seul travail consacré à l'écoulement dans un bassin de cette zone [Merz, 32].

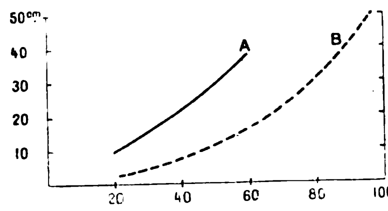


Fig. 157. — Courbes de l'écoulement en hiver (A) et en été (B) pour l'Europe centrale, d'après Ule.

Il serait intéressant de connaître les variations saisonnales du coefficient d'écoulement. Nous ne possédons d'informations que pour les rivières de l'Europe centrale. Le coefficient est plus élevé en hiver, car le déficit d'écoulement diminue avec la température et avec l'arrêt de la végétation, la courbe de l'écoulement se rapproche de la ligne droite. En été au contraire l'écoulement est très réduit pour les faibles valeurs de la pluviosité ; l'allure de la courbe se rapproche de celles des régions subtropicales (fig. 157).

Les calculs d'indice et de coefficient d'écoulement saisonnaux sont malheureusement sujets à caution, car il est certain que l'eau écoulée pendant une saison ne provient qu'en partie de la pluie tombée pendant le même temps; il faudrait tenir compte des sources qui rendent une partie de l'eau tombée avec plusieurs mois de retard.

D'après un travail approfondi sur le bassin du Main [35] le coefficient de l'écoulement varierait ainsi : 60 0/0 en janvier, février, mars, 45 0/0 en avril, 20 0/0 de mai à octobre, 30 0/0 en novembre, décembre; la moyenne étant de 29 0/0. Plus hypothétique est le départ entre les différentes causes du déficit d'écoulement : l'évaporation physique agirait seule en hiver (40 0/0), l'infiltration s'y ajouterait en automne pour 30 à 40 0/0, en été la végétation absorberait 25 0/0, l'évaporation physique 55 0/0.

Les études provoquées par la dernière crue de la Seine qui a menacé Paris en 1910 ont conduit à rechercher le coefficient d'écoulement le plus élevé qui puisse être atteint dans des circonstances exceptionnelles en hiver. On a trouvé 86 et 89 0/0 pour janvier-mars 1910.

Les facteurs du régime fluvial. — Si les connaissances nos les variations saisonnales du coefficient d'écoulement sont encore assez rudimentaires, il suffit de les rapprocher des résultats acquis sur les variations locales de l'écoulement moyen pour reconnaitre quels sont les facteurs du *régime des cours d'eau*, donnée géographique essentielle sur laquelle nous sommes renseignés dans presque tous les pays, sinon toujours par des mesures précises, du moins par des indications sur le sens et l'amplitude des variations du niveau des fleuves.

Le premier facteur à considérer pour expliquer les types de régime si différents qu'on rencontre à la surface du globe est évidemment le *climat*. Les précipitations sont la source des cours d'eau. Nous avons vu qu'elles ne donnent un écoulement qu'à partir d'une certaine valeur, d'autant plus élevée que la température moyenne est plus haute.

La température détermine aussi le mode d'alimentation des cours d'eau. Les précipitations se produisent surtout sous forme de pluies dans les climats chauds et tempérés. Lorsqu'elles ont lieu sous forme de neige, et que celle-ci persiste à la surface du sol, le débit doit présenter de fortes oscillations saisonnales, l'alimentation étant supprimée en hiver. Dans les hautes montagnes, la fonte des glaciers est encore un procédé d'alimentation très spécial. Les torrents glaciaires sont en crue au plus fort de la saison chaude.

La température agit aussi en réglant les conditions de l'évaporation. Les hautes températures réduisent le ruissellement superficiel et tendent à tarir les sources de surface. Le repos hivernal de la végétation fait disparaître une cause importante de perte d'eau. L'infiltration est supprimée sur un sol gelé.

Le *relief du sol* varie à l'infini, sous un même climat, les conditions du régime fluvial. Des pentes fortes permettent un écoulement rapide des eaux tombées à la surface du sol, en réduisant l'infiltration, même sur les terrains les plus perméables. En montagne, l'influence de la perméabilité du sol est par suite bien moindre qu'en plaine; le coefficient d'écoulement augmente plus vite avec l'indice pluviométrique. Les fortes pluies s'écoulent en effet rapidement; les faibles précipitations se perdent par évaporation, ruisselant tout entières à la surface du sol. Ce sont là les caractères essentiels du *régime torrentiel*, entendu dans le sens le plus large du mot.

Les *torrents* proprement dits sont des rivières très courtes, à pente très forte (5 et même 10 °/₀), dont le débit est si irrégulier que le thalweg est souvent à sec et roule des masses d'eau énormes immé-

diatement après chaque pluie. Ce sont les agents d'érosion les plus actifs des montagnes et l'on sait quels désastres ils peuvent causer.

Tout fleuve qui se rapproche de ces conditions peut être qualifié de cours d'eau torrentiel; tels sont en France la Loire et le Rhône, dont on connait les maigres si nuisibles à la navigation, et les crues dévastatrices. La pente de tous les cours d'eau augmentant vers l'amont, les fleuves même les plus réguliers peuvent avoir un caractère torrentiel dans leur cours supérieur. Il serait intéressant de chercher à déterminer la pente limite à partir de laquelle le régime devient torrentiel. On aurait à tenir compte, non seulement de la pente du thalweg, mais de la pente moyenne des versants. Encore faudrait-il ne pas oublier le rôle du climat. Un régime de pluies capricieux prédispose au régime torrentiel. Les *ouadi* du Sahara sont tous des torrents au sens propre du mot. Dans les régions méditerranéennes où l'été est sec, avec quelques grosses pluies d'orage, il est très peu de cours d'eau qui n'aient un régime torrentiel; les *fiumare* de l'Italie sont de véritables ouadi pendant la plus grande partie de l'année. Enfin il faudrait aussi tenir compte de la nature du sol.

La *géologie* introduit en effet des nuances nombreuses dans les régimes fluviaux. Un des premiers résultats de l'étude hydrologique du bassin de la Seine, entreprise par les ingénieurs français au XIXe siècle, a été de révéler les différences profondes qui séparent les cours d'eau des terrains perméables de ceux des régions imperméables. Les premiers sont les plus réguliers, les seconds ont une tendance au régime torrentiel. L'explication de cette différence est donnée par l'étude des sources. Un sous-sol imperméable favorise le ruissellement : même si la pente est faible, une bonne partie de l'eau précipitée à la surface du sol gagne immédiatement les thalwegs. L'infiltration est limitée à la couche meuble superficielle, la nappe phréatique se gonfle ou s'abaisse suivant les variations de la pluie ou de la température; les sources nombreuses tarissent et s'enflent brusquement. Au contraire dans les terrains perméables l'infiltration est abondante et nourrit des nappes profondes, qui échappent à l'évaporation et alimentent des sources constantes. Quand la pluie fait défaut, le débit des cours d'eau est soutenu par les sources.

La perméabilité plus ou moins grande du sol mérite encore considération à un autre point de vue. Les eaux courantes elles-mêmes, à moins que leur vitesse ne soit très grande, ont toujours tendance à s'infiltrer. Dans les terrains calcaires fissurés, les rivières peuvent ainsi disparaître complètement; leurs eaux reparaissent plus

loin en sources vauclusiennes. Dans le cours inférieur des grands fleuves, il y a une infiltration très importante, qui imbibe les plaines alluviales. Dans les régions désertiques et subdésertiques, le sol, formé de sable, est généralement très avide d'eau; cette infiltration contribue à épuiser le fleuve, que n'alimente plus aucune précipitation, ni aucun affluent. Tout écoulement superficiel peut ainsi être supprimé.

La *végétation* a une action incontestable sur le régime des cours d'eau. La présence ou l'absence de forêts détermine des différences analogues à celles que cause la perméabilité ou l'imperméabilité des terrains. Les arbres empêchent la chute immédiate de la pluie sur le sol et, par suite, rendent le ruissellement moins actif. La couche meuble superficielle, protégée contre l'érosion, même sur des pentes assez fortes, peut retenir partout une nappe phréatique, que l'ombre du feuillage abrite contre l'évaporation.

Le fait que la nappe phréatique est plus profonde en plaine sous les massifs forestiers qu'en terrain nu [4,5] n'infirme pas ces conclusions tirées de l'expérience. Les conditions sont évidemment différentes en montagne. Si la forêt est impuissante à empêcher les crues dues à des précipitations d'une intensité anormale [Lauda, 9], on ne peut nier que les montagnes boisées ne soient plus riches en sources que les montagnes nues, ni surtout que le déboisement amène l'extension des torrents. Les masses de matériaux arrachés à la montagne par le ravinement torrentiel viennent encombrer le lit des fleuves, et s'opposent à un écoulement régulier des eaux. L'obstruction du lit du Rhône par les cailloutis, de la Loire et de la Garonne par les sables, est responsable de leurs écarts de régime autant et plus que les changements hypothétiques de climat dus au déboisement. Les travaux de régularisation des cours d'eau ont surtout pour objet de dégager le lit fluvial. On peut penser que les dépenses qu'ils entraînent, et surtout les pertes énormes dues aux inondations, seraient supprimées ou atténuées par un effort bien moindre appliqué à la restauration du manteau forestier, qui protège les montagnes.

Classification des régimes fluviaux, alimentation neigeuse. — Nous pouvons maintenant essayer une classification des régimes fluviaux. Si l'on met à part les torrents proprement dits, qui existent partout où la pente moyenne dépasse 10 p. 100, et les cours d'eau désertiques, qui doivent au climat les mêmes caractères, on reconnaîtra que le mode d'alimentation doit être le premier principe d'une pareille classification.

L'alimentation à peu près exclusive par la neige équivaut à la suppression totale d'alimentation pendant la saison froide. Ces conditions ne sont réalisées que dans les régions désertiques entourées de hautes montagnes, et dans les plaines de la zone froide.

Le meilleur exemple du premier cas est fourni par les fleuves du Turkestan et de l'Afghanistan. Des crues de printemps soutenues en été par la fonte des glaciers et des neiges des hauts sommets caractérisent ces singuliers cours d'eau, qui n'existent que grâce aux montagnes de l'Asie centrale. Leurs crues ne font jamais défaut et permettent le développement de vastes oasis d'irrigation. Leur débit, au lieu d'augmenter vers l'aval, va en diminuant, parfois jusqu'à l'extinction complète. Les seuls fleuves du Turkestan russe qui réussissent à atteindre la Mer d'Aral, le Syr Daria et l'Amou Daria, perdent un tiers de leurs eaux dans la traversée de la plaine (débit réduit de 2 250 à 1 500 m^3); le débit mensuel des hautes eaux (juin pour le Syr, juillet-août pour l'Amou Daria) est quadruple de celui des basses eaux d'hiver [Woeikoff, 36].

Dans les plaines de la zone froide, le séjour à la surface du sol des neiges tombées en hiver supprime toute alimentation. Leur fonte au printemps fait brusquement ruisseler sur un sol encore gelé, où l'infiltration est impossible, toute l'eau des précipitations hivernales. Les crues de printemps dépassent sur les grands fleuves sibériens toute imagination. L'Iénisséi monte de 10 à 11 mètres et s'étale sur 50 kilomètres à l'origine de son delta. L'Ob, au confluent de l'Irtych, inonde sur 20 à 60 kilomètres de large [37]. Les maigres d'hiver coïncident avec une congélation complète de la surface, suivie, au moment des crues du printemps de débâcles terribles durant parfois plusieurs mois. La valeur économique des fleuves sibériens est singulièrement réduite par la durée du gel et de la débâcle qui durent 219 jours sur l'Ob, 209 jours sur l'Iénisséi, 210 jours sur la Léna.

Alimentation neigeuse et pluviale : types russe et alpin. — L'alimentation exclusive par les neiges est relativement rare. Il est beaucoup plus fréquent de la voir se combiner avec l'alimentation par les pluies. C'est ce qu'on observe dans les plaines de la zone tempérée à hivers froids, et en général partout où existent de hautes montagnes. Les fleuves russes appartiennent presque tous à la première catégorie. Les cours supérieurs du Mississipi et du Missouri sont soumis aux mêmes influences. Dans ces pays, la saison la plus pluvieuse est l'été. C'est cependant celle où la baisse des eaux se dessine. Les maigres sont en automne. L'évaporation directe et

l'influence de la végétation tendent, en effet, à tarir les nappes et les sources superficielles. En hiver, ces influences disparaissent, mais l'alimentation, elle aussi, est à peu près complètement supprimée, la neige séjournant sur le sol. Au printemps, le dégel amène de fortes et brusques crues, dues tant à la fonte des neiges qu'au ruissellement des premières pluies, qui ne peuvent s'infiltrer dans le sol encore gelé.

La Vistule à Cracovie montre nettement le caractère de ce régime assez original (fig. 158). Les débâcles de printemps et le gel d'hiver restreignent singulièrement la durée de la navigation sur ces rivières, qui, sans cette circonstance, seraient des artères navigables très précieuses. Leur débit est en effet relativement assez constant. Leur indice d'écoulement paraît être élevé.

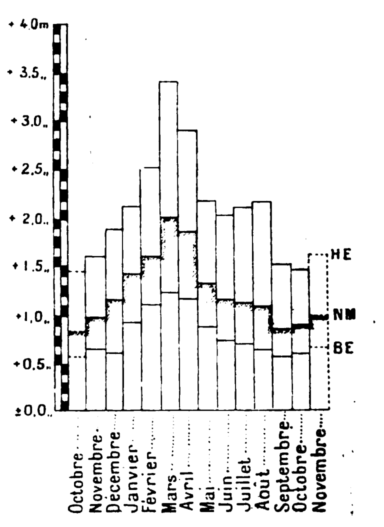


Fig. 158. — Régime de la Vistule à Cracovie, d'après l'ouvrage *Der Weichselstrom.*

HE, hautes eaux. BE, basses eaux. MN, niveau moyen.

Les fleuves de la zone tempérée originaires des hautes montagnes sont toujours en partie alimentés par la fonte des neiges. Les crues qui en résultent au printemps sont d'autant plus brusques qu'elles ont leur origine dans le cours supérieur, où les pentes sont très fortes. Mais elles sont soutenues par la fonte des neiges sur les montagnes plus élevées, qui dure jusqu'en été, et par les torrents issus des glaciers, qui se gonflent de plus en plus. Les pluies d'été, toujours assez abondantes dans la montagne, viennent encore accentuer la montée des eaux, qui atteint son maximum au mois de juillet. Les basses eaux sont en hiver, où toutes les sources d'alimentation sont supprimées ou très réduites. Ce régime, qu'on peut qualifier d'*alpin*, est celui de tous les grands fleuves originaires des Alpes. Le Rhin à Waldshut (fig. 162) en offre un excellent exemple. C'est peut-être le cas où les précipitations sont le plus directement utiles aux cours d'eau. L'indice d'écoulement peut atteindre 35 et 40 p. 100; mais les variations sont d'autant plus fortes.

Alimentation pluviale. — En général, partout où l'alimentation par la fonte des neiges joue un grand rôle, l'indice d'écoulement est assez élevé. L'alimentation par les pluies ne permet pas une utilisa-

tion aussi immédiate des précipitations; mais elle assure, toutes choses égales d'ailleurs, un régime plus constant. Ce régime est réglé par la variation annuelle de la pluviosité et de la température. On doit donc distinguer au moins quatre cas : celui des fleuves de la zone tempérée à pluviosité constante, celui des fleuves subtropicaux, celui des fleuves des contrées chaudes à saison sèche, celui des fleuves des contrées chaudes sans saison sèche.

La Seine est l'exemple le mieux connu du premier cas. Ce type, que l'on peut appeler *séquanien*, est celui de toutes les rivières de l'Europe occidentale qui ne sont pas originaires de montagnes (Saône, Moselle, Somme, Ems, etc.). Malgré l'abondance plus grande des précipitations en été, c'est précisément dans cette saison que les eaux sont le plus basses. La raison en est la même que dans le cas des fleuves russes. L'indice d'écoulement est notablement abaissé, la plus grande partie de l'eau tombée étant absorbée par la végétation et l'évaporation. En hiver, au contraire, l'infiltration est la seule cause de perte des eaux; encore diminue-t-elle au fur et à mesure que le sol meuble se gorge d'eau : les sources superficielles tendent de plus en plus à rendre presque aussitôt l'eau tombée. L'indice découlement augmente ainsi progressivement, aussi le plus haut niveau des cours d'eau est-il atteint au moment où la température commence à s'élever notablement et la végétation à entrer en activité (mars, avril). Le graphique des débits de la Saône (fig. 159) est très caractéristique de ce régime. L'indice d'écoulement moyen est relativement bas pour ces rivières; à peine un quart de l'eau tombée s'écoule dans le thalweg principal.

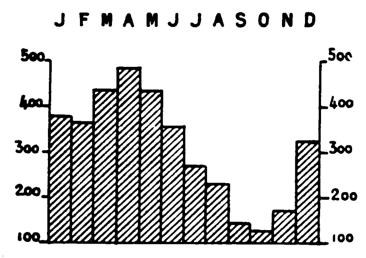


Fig. 159. — Régime de la Saône à Auxonne (débit moyen en m³), d'après Tavernier.

La proportion est encore plus faible semble-t-il dans les rivières de la zone subtropicale à saison sèche. La courbe des niveaux a la même allure, mais avec une amplitude bien plus grande. La chaleur est plus forte encore et l'évaporation plus intense en été; en outre cette saison est plus ou moins complètement privée de précipitations. Aussi le débit des cours d'eau peut-il s'abaisser jusqu'à un assèchement presque complet. Ce régime quasi torrentiel est commun dans les régions de climat méditerranéen. D'immenses lits de cailloux, où se traîne un maigre filet d'eau, font ressembler les rivières de ces régions aux ouadi désertiques (*fiumare* de l'Italie méridionale et de la Sicile).

La courbe des régimes fluviaux qu'on observe dans la zone chaude est généralement à peu près inverse de celle des régions tempérées. Le maximum plus ou moins marqué est toujours en été. La raison en est simple : nous n'avons plus de saison froide réduisant la perte d'eau par évaporation et relevant par suite l'indice d'écoulement. En toute saison, cet indice est très inférieur à celui des fleuves de la zone tempérée. Ce sont donc uniquement les variations de la pluviosité qui règlent celles des cours d'eau. Or, à peu près partout, c'est en été que les précipitations sont le plus abondantes. La courbe des niveaux des fleuves reflètera l'amplitude de celle des pluies.

Existe-t-il une saison sèche (régime tropical ou régime de moussons), il y aura une période de maigres d'hiver très prononcée. Le Nil à Khartoum (fig. 164) et le Yang-tsé-Kiang (fig. 160) sont les exemples les mieux connus de ce type fluvial extrêmement répandu. Tous les fleuves de l'Inde rentrent dans cette catégorie. La largeur extraordinaire de leur lit de cailloux à sec en hiver, la soudaineté et l'impétuosité de leurs crues déterminées par les premiers orages de la mousson, ont causé plus d'un déboire aux ingénieurs anglais, constructeurs de ponts pour les voies ferrées. Le Gange et le Yang-tsé-Kiang à un moindre degré, doivent une stabilité un peu plus grande à l'apport en été des eaux de fonte des neiges des hautes montagnes (fig. 160).

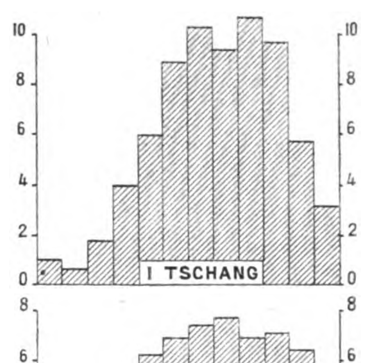


Fig. 160.— Régime du Yang-tsé-Kiang, d'après Loczy.
Niveau moyen au-dessus de l'étiage en mètres.

Dans les contrées équatoriales ne connaissant pas de saison sèche, le régime est encore plus constant. Le gonflement des eaux suit le maximum de pluies équinoxiales. Leur baisse est relativement peu prononcée et très lente. Le Congo et l'Amazone sont les seuls grands fleuves répondant à peu près à ce type de cours d'eau à régime pondéré. Encore faut-il noter que tous les deux sont plus ou moins influencés par des affluents à régime tropical.

Exemples de régimes complexes : le Danube, le Rhin. — En réalité il n'est guère de grand fleuve qu'on puisse classer sans hésitation

ni restriction dans une des catégories que nous venons de distinguer. Les affluents peuvent modifier complètement le caractère originaire du fleuve. Le climat des régions traversées peut agir par lui-même, si le rapport entre l'alimentation et l'évaporation change notablement de la source à l'embouchure. La forme du bassin, la direction du cours du fleuve, la disposition du réseau des affluents, ont donc une importance aussi grande que les conditions de pente. Ce sont des traits physiques qui s'expliquent par l'évolution du modelé terrestre et relèvent de l'étude du relief du sol, mais dont on ne peut pas se dispenser de tenir compte, même dans une étude purement hydrologique. Quelques exemples feront comprendre cette complexité.

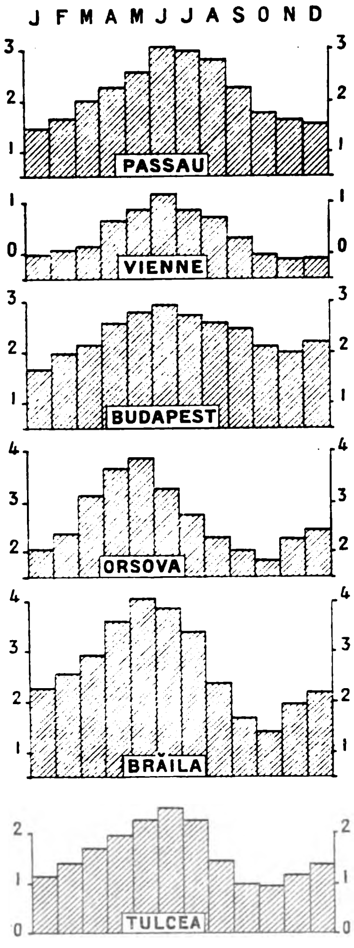


Fig. 161. — Régime du Danube, d'après Penck et E. de Martonne. Niveaux moyens au-dessus de l'étiage.

Le Danube est un des meilleurs exemples de métamorphose d'un régime fluvial [Penck, 18. — E. de Martonne, 20]. Le bassin de ce grand fleuve est de forme assez normale, le réseau des affluents est développé de façon symétrique, mais la proportion des montagnes est assez considérable; et, tandis que le cours supérieur part de contrées à climat moyen, le cours inférieur s'engage dans la région des steppes à sécheresse d'automne. Issu des pentes inférieures de la Forêt Noire, le Danube est par lui-même un cours d'eau de type séquanien, mais la multitude d'affluents qu'il reçoit des Alpes le transforme rapidement en un fleuve alpin (fig. 161, Passau). Il garde ce caractère jusqu'à Vienne et Budapest, mais la traversée de la plaine hongroise modifie le régime. L'infiltration et l'évaporation font en effet baisser son niveau en été, tandis qu'au printemps ses affluents karpatiques et illyriens lui apportent un flot puissant, produit par la fonte des neiges sur des montagnes inférieures à 2.000 mètres et par les pluies de printemps caractéristiques du climat de ces régions. Aussi la courbe a-t-elle complètement changé à Orsova. Le maigre n'est plus en hiver, mais en automne ; le maximum, au lieu de s'étaler sur l'été, est reporté au printemps. L'influence du climat de steppe accentue encore le minimum et le rend plus précoce, tandis que la période des crues, retardée

par la faible pente du cours inférieur, ne se prononce qu'en juin (Tulcea).

L'exemple du Rhin est aussi curieux à étudier [16]. Le bassin de ce grand fleuve est de forme moins régulière que celui du Danube; mais la proportion des montagnes est moins forte. Elles sont à peu près entièrement limitées au bassin supérieur, qu'un étranglement sépare du bassin moyen largement étalé dans une région de collines et de basses montagnes, avec une ramure puissante d'affluents. Aussi le régime est-il sujet à des changements faciles à comprendre. Le fleuve est nettement alpin jusqu'à Bâle (fig. 162, Waldshut). La présence de lacs ne suffit pas à amortir les mouvements tumultueux des crues de printemps. La montée des eaux se poursuit jusqu'au cœur de l'été. Cette poussée alpine est si vigoureuse, qu'elle se fera sentir jusque dans les plaines. Les affluents qui se greffent sur le tronçon moyen ont un régime tout différent. Ce sont des fleuves séquaniens à maigres d'été, à crues de printemps et d'hiver (Moselle, Main, Neckar). Leurs eaux viennent gonfler le Rhin, au moment où son origine alpine le menace de déficit. Ainsi se forme un régime combiné avec deux maxima, l'un de printemps, l'autre d'été, et une période de maigres d'automne. Le maximum d'été d'origine alpine cède de plus en plus le pas au maximum de printemps dans le cours inférieur, tandis que les maigres d'automne s'accentuent. Mais le débit est en somme toujours soutenu. Là est le grand avantage du Rhin sur le Danube. C'est ce qui lui a permis de devenir une artère navigable d'une importance exceptionnelle, tandis que, malgré bien des efforts, la navigation danubienne reste peu de chose, comparée au mouvement considérable de la batellerie rhénane.

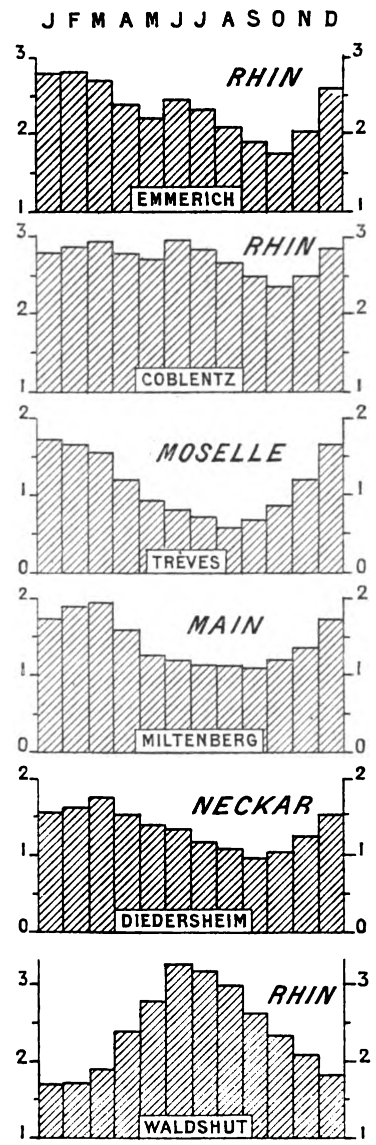


Fig. 162. — Régime du Rhin et de ses principaux affluents, d'après *Der Rheinstrom*.

Niveaux moyens au-dessus de l'étiage.

Exemples de rivières de pays chauds : Amazone, Niger, Nil. — Il nous est plus difficile d'analyser rigoureusement le régime des grands fleuves tropicaux, faute de données précises. L'Amazone est un des exemples les plus curieux, semble-t-il, de l'influence des affluents. Ce roi des fleuves a son cours dirigé de l'Ouest à l'Est, suivant presque exactement l'Équateur. Il en résulte que ses affluents, disposés à peu près

symétriquement, sont originaires les uns de l'hémisphère Nord, les autres de l'hémisphère Sud, en sorte que leur régime doit être exactement inverse, la période des pluies tropicales dans un hémisphère correspondant à la période sèche dans l'autre. L'onde apportée par les affluents de rive gauche vient donc soutenir le grand fleuve, au moment où ses affluents de rive droite l'abandonnent. Le résultat est un régime singulièrement stable. Une masse énorme d'eau roule toujours ses flots dans le vaste lit de l'Amazone. La courbe du régime est produite par l'interférence de celle de ses affluents. Le maximum est entre mars et juillet. Malgré son énorme débit, l'Amazone est, comme tous les fleuves de plaine des pays chauds, un agent de drainage imparfait. Le déficit d'écoulement y est très élevé si l'on en juge par le débit de la Madura [SCHICHTEL, 27] qui accuse un coefficient d'écoulement inférieur à 20 0/0. On sait que les fleuves de montagne des pays chauds peuvent au contraire avoir un coefficient d'écoulement très élevé (Rio San Juan du Nicaraguas 70 0/0 d'après MERZ, 32).

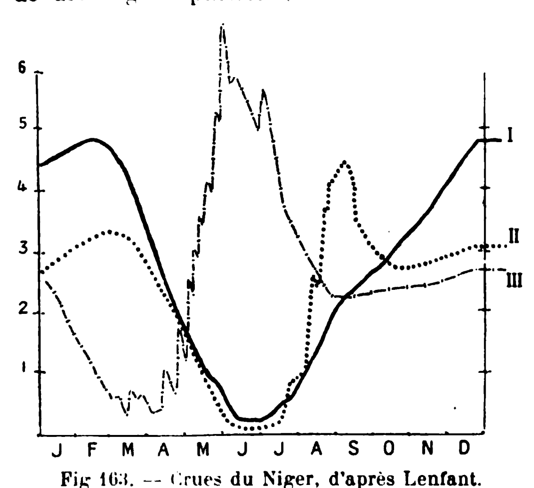


Fig 163. — Crues du Niger, d'après Lenfant.

I, Régime à Say, moyen Niger (crue occidentale); — II, Régime à Gaya (crue orientale dominante en août-septembre); — III, Régime à Badjibo, bas Niger (combinaison de la crue orientale avec la crue occidentale retardée et atténuée).

Le Niger doit à la forme de son bassin un curieux système de crues combinées [24]. La boucle qu'il décrit à la limite du climat désertique, le prive de toute alimentation dans son cours moyen, le cours supérieur et le cours inférieur étant nourris par des pluies qui tombent en même temps. La crue qui se forme dans le cours supérieur, ou Djoliba, ne parvient qu'après un long parcours dans le cours inférieur. Sa marche est retardée par l'absence de pente dans la région située en amont de Tombouctou : les eaux s'étalent dans une immense plaine parsemée de lacs, avant de franchir par une série de cataractes les plateaux granitiques et gréseux, qui devaient jadis retenir complètement les eaux dans cette cuvette fermée. Ainsi la crue du Djoliba n'arrive au Kouarra ou bas Niger que plusieurs mois après la fin des pluies qui lui ont donné naissance. C'est justement le moment où les eaux du Kouarra, gonflées par les mêmes pluies, commencent à baisser. Cette circonstance permet au niveau du fleuve de se maintenir jusqu'en janvier et février (fig. 163).

Le Nil est peut-être l'organisme fluvial le plus complexe des pays chauds. Son bassin, dont la superficie est évaluée d'après les derniers documents à 2.867.000 km², s'étend, comme son cours, long de 5.589 km., dans le sens méridien, de l'équateur jusqu'au 30e parallèle. Toute la gamme des climats chauds y est ainsi représentée, même le climat désertique qui règne dans tout le cours inférieur. Quelques affluents du cours supérieur sont même originaires de l'hémisphère Sud, et par suite subissent l'influence des saisons de pluies australes. La forme du bassin mérite aussi d'être considérée.

Relativement peu étendu dans la région équatoriale, où l'alimentation est le plus abondante, il s'épanouit largement dans la région Soudanienne et à la limite du désert, pour se réduire de plus en plus dans le cours inférieur. En Égypte, le bassin fluvial est pratiquement réduit à la vallée du Nil; le réseau d'ouadi qui y débouche est peu développé et rarement parcouru par quelques flots boueux après une averse. Le lit du fleuve n'est qu'un chenal d'écoulement pour les eaux venues des contrées soudaniennes et équatoriales. Si, malgré les pertes énormes subies dans ce long trajet par évaporation et infiltration, le Nil peut atteindre la mer et fertiliser les plaines de la Basse Égypte, c'est grâce à la combinaison heureuse des crues originaires des différentes parties de son bassin.

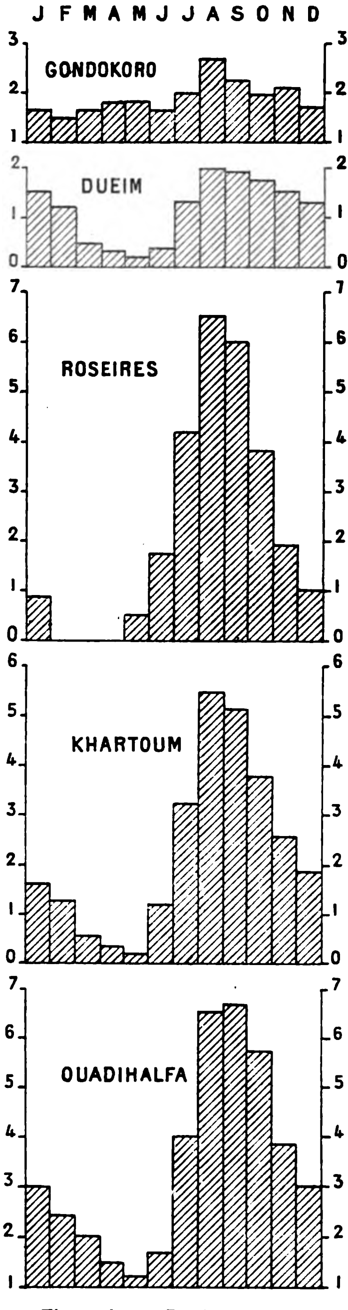


Fig. 164. — Régime du Nil, d'après Lyons.

La région des sources du Nil est un haut plateau, où les eaux s'accumulent en vastes nappes lacustres, dans des aires d'effondrement récent. La surface des lacs est égale au 5ème de la surface totale de cette partie du bassin (Victoria Nyanza, 68.000 km.²; Albert Nyanza, 4.500; Albert-Edouard Nyanza, 4.300). Ils sont reliés et alimentés par des rivières torrentueuses, qui descendent par une série de chutes les gradins des hauts plateaux. Le régime du Nil Blanc, issu de cette région lacustre, reflète les oscillations de niveau du Victoria et de l'Albert Nyanza. La montée des eaux qui correspond au maximum des pluies équatoriales dans la courbe du Victoria en mai-juin (v. chap. IV), se traduit par une crue du Bahr el Djebel, qui atteint Gondokoro en juillet-août. L'altitude du thalweg est descendue à 470 m. De là jusqu'à Fachoda la descente n'est que de 70 m. Une immense plaine s'étale, où viennent converger de tous côtés des cours d'eau nourris par les pluies tropicales de la zone Soudanienne. La masse d'eau qu'ils apportent est considérable et croît constamment à partir de l'équinoxe jusqu'en octobre, tandis que, pendant la saison sèche, leur débit tombe très bas. Une multitude de bras latéraux et de marécages (*Majeh*) reçoivent le trop-plein des eaux de crues, que ne sollicite aucune

pente, et se déversent au moment où la baisse se prononce. La végétation abondante qui se développe dans ces culs-de-sac et envahit le cours du fleuve forme les embarras ou *sedd*, qui pendant quelque temps ont été un obstacle à peu près infranchissable à la navigation. Les eaux vertes qui marquent en Égypte la fin de la crue n'ont pas d'autre origine.

Fig. 165. — Schéma du débit des différentes sections du cours du Nil, d'après PIETSCH [23].

Les chiffres inscrits indiquent le débit moyen annuel en km³. VN, Victoria-Nyanza; AN, Albert-Nyanza; W, Wadelaï; Kh, Khartoum; As, Assouan.

L'évaporation est énorme dans cette région et le fleuve serait réduit à bien peu de chose sans l'apport des eaux du Sobat qui donnent au régime un caractère nettement tropical à Dueim. Ce caractère est encore accentué par l'arrivée des eaux abyssines apportées par le Nil Bleu ou Bahr el Azrak, qui est le véritable fauteur des crues du Nil. Il résulte en effet des études des Anglais [LYONS, 23] que le débit du Bahr el Azrak est très supérieur à celui du Bahr el Ghazal, et que sa crue, beaucoup plus rapide, refoule les eaux du fleuve équatorial jusqu'à ce qu'elle ait écoulé sa vague. La grande crue ainsi formée se suit, avec un retard en rapport avec la longueur du trajet, de Khartoum jusqu'au Caire. A Ouadi Halfa, le maximum est en août-septembre, les basses eaux sont en mai. Dans le delta, on attend avec anxiété au début de juin l'arrivée des eaux jaunes de l'Atbara qui amorcent la crue.

Le schéma ci-contre (fig. 165) montre nettement l'origine réelle des eaux du Nil égyptien. L'évaporation consume à peu près entièrement les eaux équatoriales presque stagnantes dans la région du Kir. Sans le Sobat, qui est déjà par son origine un fleuve abyssin, il n'arriverait à Khartoum qu'un mince filet d'eau. Sans le Bahr el Azrak le Nil ne parviendrait pas en Égypte; le Kir serait un lac Tchad. C'est certainement à sa très faible pente que le Bahr el Djebel doit son infériorité; l'indice d'écoulement y est inférieur à 10 cm. pour un indice pluviométrique de 120 cm. soit un coefficient d'écoulement inférieur à 8 0/0; alors que le Nil Bleu a un coefficient d'écoulement de 20 0/0 presque égal à celui des rivières de la zone tempérée.

Complexité de l'étude des fleuves. — On peut voir par ces quelques exemples combien de questions soulève l'analyse des régimes fluviaux. L'étude des cours d'eau touche à toutes les branches de la géographie physique. Si le climat est le facteur le plus important à considérer, les conditions variées du relief du sol sont l'origine des particularités les plus intéressantes. La direction du cours d'eau principal, sa pente, celle de ses affluents, leur groupement dans les diffé-

rentes parties du bassin, sont des faits d'une importance capitale pour l'explication du tempérament d'un grand fleuve, mais dont on ne saurait rendre compte sans se reporter à l'histoire de la formation du réseau hydrographique. Souvent, certains détails de cette histoire sont la clef de caractères spéciaux du régime fluvial.

C'est ainsi que l'origine du Niger, formé de deux tronçons récemment soudés, l'un se terminant autrefois dans un lac comme le Chari actuel, l'autre descendant des plateaux inclinés vers le golfe de Guinée, se traduit dans le régime original des crues du cours inférieur, où se combine la vague produite sur place par les pluies tropicales avec celle qui vient du cours supérieur, retardée par son extension dans la plaine de Tombouctou. C'est aux effondrements récents qui ont créé les grands lacs de l'Afrique orientale, que le Nil doit la stabilité relative du Bahr el Djebel. L'affaissement de la zone du Kir retarde la crue en marche vers Khartoum et lui permet de soutenir le mouvement tumultueux des fleuves abyssins.

Si les moindres particularités de l'histoire du sol se reflètent dans les caractères des fleuves, le relief est lui-même déterminé en grande partie par l'action des eaux courantes, action plus ou moins grande suivant l'importance des rivières et leur régime. Ainsi l'étude des cours d'eau conduit par une transition nécessaire à celle de la morphologie continentale.

---

1. — DAUBRÉE (A.). Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris, 1887, 2 vol. in-8°, 455 et 302 p.

2. — KING (Fr. H.). Principles and conditions of the movements of ground water. *U. S. Geol. Surv. 19th An. Rep.*, 1899, p. 59-294, pl. 6-16.

3. — SOYKA (Is.). Die Schwankungen des Grundwassers mit besonderer Berücksichtigung der Mitteleuropäischen Verhältnisse. *G. Ab.*, II, 1888, 84 p.

4. — OTOTZKY. Les eaux souterraines, leur origine, leur régime et leur distribution. Trad. du russe. *An. Sc. agronomique*, t. I, 1902-1903.

5. — HENRY (E.). Les forêts de plaine et les eaux souterraines. *Rev. Eaux et forêts*, 1903, p. 161 et 193.

6. — POCHET. Hydraulique des nappes aquifères et des sources. Paris, *Impr. nat.*, 1905, 527 p., atlas (mathématique ainsi que E. MAILLET. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Paris, 1905, 218 p.).

7. — MARTEL (E.-A.). Le sol et l'eau (en collab. avec DE LAUNAY, BONJEAN et QGIER. *Traité d'hygiène* publié par Brouardel et Mosny, II, Paris, 1906, in-8°; la partie rédigée par Martel, p. 87-208, est un bon traité des sources).

8. — FOURNIER (E.). Étude sur les résurgences et les nappes aquifères du Jura franc-comtois. *Bul. Serv. carte géol. de Fr.*, XIII, 1902, p. 433-487.

9. — LAUDA (E.). De l'influence de la forêt sur le régime des cours d'eau. *Congr. de navigation Bruxelles*, 1905 (cf. RABOT. La dégradation des Pyrénées et l'influence de la forêt sur le régime des cours d'eau. *La G.*, XVI, 1907, p. 163-171).

10. — BOUSSINESQ. Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mém. Ac. Sc.*, Paris, 1877 (théorie mathématique).

11. — PENCK et RUVARAC. Die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse von Böhmen. *G. Ab.*, V, 1896 (cf. PENCK. Der Oderstrom. *G. Z.*, 1899, p. 19 et 84).

12. — ULE (W.). Niederschlag und Abfluss in Mittel-Europa. *Forsch. zur D. Landes- und Volkskunde*, XIV, 1903, p. 435-516. Discute les formules hydrologiques de Penck (cf. KELLER. Die Abflusserscheinungen in Mittel-Europa. *G. Z.*, XII, 1906, p. 611 et 882).

13. — BELGRAND. La Seine, études hydrologiques, régime des pluies, des sources et des eaux courantes. Paris, 1872, 622 p., in-4°, et atlas in-f°, 1873.

14. — PRÉAUDEAU et LEMOINE. Manuel hydrologique du Bassin de la Seine. Paris, *Impr. nat.*, 1884, in-4°, 120 p., 7 pl. Bibliographie.

15. — TAVERNIER (H.). Étude hydrologique sur le bassin de la Saône. *A. d. G.*, 1901, p. 46-67.

16. — Der Rheinstrom und seine wichtigste Nebenflüsse. Berlin, 1889, in-4°, 359 p., atlas, herausgegeben von *Central Bureau für Met. und Hydrographie in Grossherzogtum Baden* (analysé par AUERBACH, *A. d. G.*, II, 1892-93, p. 212-238).

17. — AUERBACH a analysé également toutes les publications faites sur les divers bassins fluviaux allemands : Oderstrom, *A. d. G.*, VI, 1897, p. 313 ; Elbstrom, *ibid.*, 1902, p. 54 et 134 ; — Memel-, Pegel- und Weichselstrom, *ibid.*, 1903, p. 214 ; — Weser et Ems, *ibid.*, 1904, p. 138 et 257.

18. — PENCK. Die Donau. *Schr. Ver. für Verbreitung Naturwiss. Kenntnisse*, Wien, 1891, 101 p.

19. — LIBURNAU (Lorenz von). Die Donau, ihre Strömungen und Ablagerungen. Wien, 1900, 123 p. (cf. Donaustudien, in *M. G. Ges. Wien*, 1891, p. 211 ; 1893, p. 394 ; 1895, supplément ; pluies, débits, vitesses).

20. — MARTONNE (E. de). La Valachie. Paris, 1902, chap. XIV (Régime du bas Danube).

21. — VUJEVIC (P.). Die Theiss, eine potamologische Studie. *G. Ab.*, VII, 1906, 76 p.

22. — HUMPHREYS and ABBOT. Report on the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. *Professional papers of the Corps of Enginers U. S. A.*, n° 13, 2e édition, 1876 (cf. R. M. BROWN. The Mississippi River from Cape Girardeau to the head of the passes. *Bul. American G. Soc.*, 1902-1903, revue des travaux récents).

23. — LYONS (H. G.). The physiography of the River Nile and its basin. *Cairo nat. printing department.*, 1906, in-8°, 411 p., 48 pl. Analyse critique avec calculs originaux sur le coefficient d'écoulement donnée par W. PIETSCH. Das Abflussgebiet des Nil. *Z. Ges. f. Erdk.* 1911, p. 102-115.

24. — LENFANT. Le Niger. Paris, 1903, in-8°, 250 p.

25. — LOCZY (régime du Yang-tsé-Kiang) in SZECHENYI. Wiss. Resultate der Reisen in Asien, t. I, Géologie, p. 305-836, Wien, 1893.

26. — DELACHAUX (E. A.). Las problemas geographicas del territorio Argentino. *Rev. Universidad de Buenos Ayres*, V, 46 p. (anal. dans *La G.*, XV, 1907, p. 138).

27. — SCHICHTEL (C.). Der Amazonen-Strom. Versuch einer Hydrographie des Amazonas-Gebietes auf orographisch-meteorologischer Grundlage. Strassburg, 1893, in-8°, 117 p., 5 pl.

28. — CHAMBERLIN (T. C.). Requisite and qualifying conditions of artesian wells. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, V, 1885, p. 125-173.

29. — FULLER (M. L.). Summary of the controlling factors of artesian flows *U. S. Geol. Surv. Bul. n° 319*, 1908, 41 p.

30. — DE MARCHI (L.). Le sorgive nei terreni di trasporto *Mem. R. Acad. di Sc. Padova*, XXV, 1909, p. 197-215.

31. — RAFTER (G. W.). The relation of rainfal to run off *U. S. Geol. Survey Water supply and irrigation Paper* n° 80. 1903.

32. — MERZ (A.). Beiträge zur Klimatologie und Hydrographie Mittelamerikas. *Mit. Ver. f. Erdkunde Leipzig*, 1906, p. 1-96.

33. — BAULIG (H.). Écoulement fluvial et dénudation, d'après les travaux de l'U. S. Geological Survey. *A. d. G.* XIX, 1910, p. 385-411, pl. 17.
34. — KELLER. Niederschlag, Abfluss und Verdunstung in Mittel-Europa *Jb. f. Gewässerkunde Norddeutschlands*, Berlin, 1906. I, 4, 43 p., 2 pl.
35. — VON TEIN. Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Reingebiet, hg. von *Central Bureau für Met. und Hydogr. in Grossherzogtum Baden*, Berlin, 1901.
36. — WOEIKOFF. Der Aralsee und sein Gebiet nach den neuesten Forschungen, *P. M.*, 1909, p. 82.
37. — DOUNIN-GORKAVITCH (A. A.). Esquisse géographique du Nord du gouvernement de Tobolsk (en russe). *Izvestiia Imp. Roussk. G. Obchtchestva*, XL, 1904, p. 78-130. — Cf. ELENEV (A. S.). Esquisse du fleuve Enisseï, *ibidem*, XXIV, 1893.

Les auteurs suivants donnent des listes de bassins fluviaux avec la longueur du cours d'eau principal (L), la surface du bassin (S) et le débit moyen (D) :

KLOEDEN. — Annähernde Angabe der Länge und Grösse von 376 Strömen und Grösse ihrer Stromgebiete. *Z. Ges. für Erdkunde*, 1885, p. 395 (L, S).
STRELBITSKY (J.). — Superficie de l'Europe. Publication du Comité central Russe de Statistique. St-Pétersbourg, 1882, in-4°, XX + 227 p. (S).
RECLUS (E.). La Terre. 5e éd., I. p. 354 (D).
TILLO (V.). — *P. M.*, 1887, p. 25 (L).
MURRAY (J.). — *Scot. G. Mag.*, II, 1886, p. 20 (S).
BLUDAU (Aloys). — Die Areale der aussereuropäischen Stromgebiete. *P. M.*, 1897, p. 96, 184 et 236; — 1898, p. 107 (S).
DE TILLO (A.) et DE SCHOKALSKI (J.). — Superficie de la Russie d'Asie, St-Pétersbourg, 1905 Résumé français, 1907 (S.).

QUATRIÈME PARTIE

LE RELIEF DU SOL

QUATRIÈME PARTIE

LE RELIEF DU SOL

CHAPITRE I

PRINCIPES DE TOPOGRAPHIE

Conditions de l'étude du relief du sol, topographie et géologie. — L'étude du relief du sol est la partie la plus importante de la géographie physique. On pourrait même la considérer comme la base de toute géographie. En dehors des facteurs cosmiques, qui déterminent les traits les plus généraux du climat avec leurs conséquences, ce sont les inégalités de la surface terrestre qui sont la source de tous les contrastes, du climat aussi bien que de la végétation, de la répartition des hommes et de l'activité économique.

Cependant l'étude rationnelle du relief du sol est peut-être la branche la plus jeune de la géographie physique. Tous les ouvrages capitaux à ce sujet ont paru à la fin du XIXᵉ siècle. On n'a même pas trouvé encore un nom universellemeut admis pour désigner cette discipline. Alors que les termes de climatologie, océanographie, géographie botanique sont employés partout, on voit l'étude du sol tantôt désignée sous le nom d'*orographie*, terme trop restreint qui pourrait faire croire que seules les montagnes sont intéressantes, — de *géographie physique*, terme trop large si l'on veut l'appliquer à la seule analyse des formes du relief, — de *physiographie*, terme aussi peu précis, — ou de *géomorphogénie*, mot bien forgé, mais trop compliqué pour avoir chance de devenir d'un usage courant.

Le développement relativement tardif de l'étude du relief du sol

est dû au fait que les progrès de cette science étaient subordonnés à ceux de la topographie et de la géologie. Avant de posséder des cartes topographiques exactes représentant les formes avec précision, il était bien difficile d'essayer de les classer rigoureusement; avant d'avoir des cartes géologiques, tout essai d'interprétation de leur évolution était à peu près illusoire. La pratique de la topographie n'est pas moins nécessaire aux géographes que celle de la géologie. Le pays où l'étude du relief du sol a fait les pas les plus hardis en avant, est le seul où les services topographiques et géologiques soient réunis sous une même direction, où topographes et géologues soient habitués à travailler côte à côte. Un des ouvrages fondamentaux de la science moderne du relief terrestre est sorti de la collaboration d'un topographe et d'un géologue (G^{al} de La Noe et Emm. de Margerie : *Les formes du terrain*).

Nous ferons souvent appel dans les chapitres suivants aux données de la géologie; nous croyons indispensable de les faire précéder par des notions élémentaires de topographie, qu'on devra s'efforcer d'appliquer à des exercices sur le terrain.

Toute carte est un schéma. — La carte topographique est le substitut le plus exact de la réalité. C'est à elle qu'on doit toujours avoir recours pour étudier les formes du terrain. Quelle confiance doit-on lui accorder? Dans quelle mesure peut-elle être considérée comme une image adéquate? C'est ce qu'il importe avant tout de savoir.

Nous avons déjà attiré l'attention (1re partie, chap. III) sur l'importance de la question de l'échelle dans toutes les représentations cartographiques. Pour le relief du sol, en particulier, l'échelle diminuant, on doit faire disparaître les traits secondaires et exagérer les dimensions de ceux qui restent [1]. A des échelles inférieures au 1 : 50 000, il n'est pas une crête qui puisse avoir des dimensions proportionnelles à la réalité. Le caractère schématique de la carte augmente avec la réduction de l'échelle. Les cartes des atlas, même les plus détaillés et les plus fidèles, comme le Stieler, sont des interprétations, dont l'exactitude dépend surtout de l'intelligence du cartographe pour les formes du terrain.

Même les cartes topographiques à grande échelle sont des images schématiques. Un peu de pratique topographique suffit pour mon-

1. On n'a pas jugé utile de reproduire ici cette démonstration, qu'on trouvera parfaitement présentée au moyen de fragments représentant la même région à diverses échelles dans certains atlas comme le Vidal-Lablache, carte 76^{a}, le Sydow-Wagner, f° 5.



trer que, au-dessous du 1 : 10 000, tous les détails du relief ne sont pas représentables; les formes doivent être interprétées. En un mot toute carte est un schéma, plus ou moins fidèle suivant son échelle et suivant l'intelligence géographique du topographe. On doit se pénétrer de cette vérité pour comprendre le rapport qui peut exister entre la carte et la réalité; on reconnaîtra par suite la nécessité de savoir pratiquement comment la carte est établie.

La planimétrie. — La représentation topographique comporte le levé de la *planimétrie* et du *relief*. On appelle planimétrie la repré-

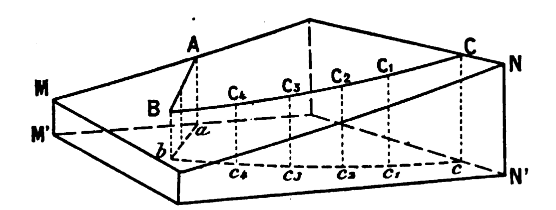


Fig. 166. — Schéma montrant que la planimétrie est la projection des lignes réelles. MN, surface ; M'N', surface de projection; AB, BC, lignes réelles; *ab*, *bc*, leur projection.

sentation des figures planes observées à la surface du sol : rivières, rivages, voies de communication, etc. Ces éléments ont été pendant longtemps les seuls représentés par les cartes, le figuré du relief du sol n'a été sérieusement tenté qu'à partir du XIXe siècle.

Pourtant la distinction entre la planimétrie et le relief n'est qu'apparente. Très rarement les lignes de la planimétrie sont réellement tracées dans la réalité sur une surface plane. Seuls les rivages lacustres et maritimes rentrent dans ce cas. Les voies de communication et les rivières ont une certaine pente. En réalité, la carte ne représente pas ces lignes telles qu'elles sont, mais figure leurs projections sur une surface horizontale conventionnelle (fig. 166). Cette surface, perpendiculaire à la verticale en tous les points du globe, est la surface d'équilibre des eaux, elle correspond au géoïde (voir 1re partie, chap. II).

Ces considérations ne sont pas sans intérêt pratique. On voit en effet par la figure que les dimensions de la planimétrie sont toujours inférieures à celles de la réalité; la différence est d'autant plus grande que la pente est plus forte. En montagne, les distances réelles sont toujours plus grandes que celles mesurées sur une carte topographique. De même les surfaces sont supérieures à celles que représente la carte. On devra tenir compte de cette observation pour calculer la surface des groupes montagneux. La

surface réelle de la Forêt Noire est supérieure de 13 p. 100 à sa surface topographique. Dans l'Oetzthal, la proportion est de 66 p. 100, elle monte à 108 p. 100 dans les Hohe Tauern, à 115 p. 100 dans les Alpes du Zillerthal (voir chap. II).

Méthodes du levé planimétrique. — La planimétrie peut être levée par trois procédés principaux : mesure directe des distances et des orientations, — mesure indirecte des distances (*Stadia*), — et mesure des angles (*recoupement*).

La première méthode pourrait être appelée : Méthode des arpenteurs. C'est elle, en effet, qui est employée pour le levé détaillé du cadastre et des plans de propriétés. Les lignes de la planimétrie sont décomposées en fragments rectilignes, mesurés directement à la chaine ; les orientations sont données par la boussole ou l'équerre d'arpenteur. La même méthode est appliquée pour les levés d'itinéraires d'explorateurs, les orientations étant données par la boussole, les distances calculées au pas.

On peut mesurer indirectement les distances en utilisant le principe de la *Stadia* : un objet de dimensions déterminées paraît d'autant plus petit qu'il est plus éloigné ; il suffit donc d'avoir étalonné les dimensions décroissantes de cet objet, soit sur le foyer d'une lunette par laquelle on le regardera, soit sur le bord d'une règle placée à une distance fixe de l'œil, pour lire l'éloignement. L'objet dont on se sert est appelé *mire*, c'est un bâton pourvu de plaques peintes ou *voyants*, distants de 2 ou 3 mètres. L'orientation de chaque visée peut être marquée directement sur la planchette au moyen d'une règle plate fixée au viseur. Les figures obtenues seront exactement semblables aux figures réelles, pourvu que la planchette ait été placée à chaque station exactement dans la même position par rapport au méridien magnétique. C'est ce qu'on appelle *décliner* la planchette. On se sert à cet effet d'une petite boussole appelée *déclinatoire*.

La méthode des angles ou du *recoupement* repose sur un théorème montrant qu'il suffit pour déterminer le point O, sommet du triangle ABO, de connaître le côté AB, appelé *base* ainsi que les angles BAO et ABO (fig. 167 [1]). Ce principe avait été nettement indiqué dès le XV[e] siècle par Sébastien Münster. C'est SNELLIUS qui en fit la première application systématique à la mesure d'un arc de méridien (1617).

L'exactitude des résultats obtenus par cette méthode dépend de la précision plus ou moins grande avec laquelle on arrive à déterminer les angles, par suite, des instruments employés. On peut se servir,

comme Sébastien Münster, du graphomètre ou de la boussole (c'est par ce moyen que les explorateurs déterminent approximativement les points remarquables situés en dehors de leur itinéraire). Avec un théodolite, les résultats sont singulièrement plus exacts. Dans tous les cas, on peut obtenir le sommet du triangle, O, soit graphiquement en construisant le triangle, soit par le calcul trigonométrique.

Dans la pratique topographique, on constate que deux visées sont généralement insuffisantes pour déterminer le point O. Il est prudent de chercher à vérifier sa position à l'aide d'un second triangle, dont la base (BC)

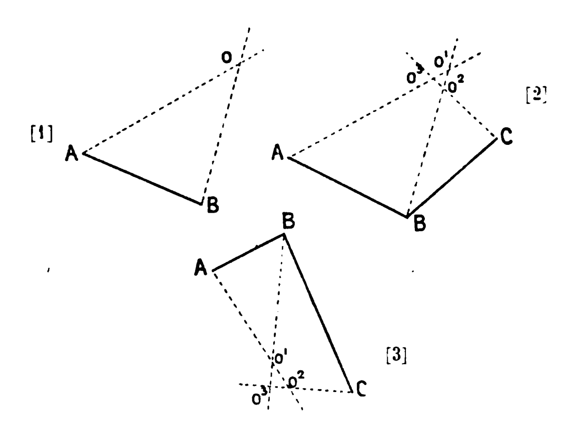


Fig. 167. — Principe de la méthode du recoupement.

1 recoupement par deux visées; 2 et 3 recoupement par trois visées, deux exemples différents de la disposition du chapeau et de la distance respective des visées, qui sont les éléments de la localisation du point cherché (pour les détails de la méthode, voir Vallot, 2).

est également connue. On constate alors que les trois visées BO^1, CO^2, AO^3, au lieu de se rencontrer en un seul point, se recoupent en formant un petit triangle appelé *chapeau* par les topographes (fig. 167 [2] et [3]).

La position exacte du point cherché peut être trouvée par tâtonnement en tenant compte des distances et de la forme du *chapeau* [Vallot, 2].

La condition la plus importante à remplir est que la dimension des triangles soit assez réduite, en sorte que l'indétermination du sommet provenant de l'erreur dans la mesure des angles ne soit pas très sensible à l'échelle adoptée. Pour donner un exemple, on peut dire que les visées sur des points distants de 1 000 m. sont admissibles dans un levé à la boussole au 1 : 20.000; tandis qu'un arpenteur levant un plan au 1 : 1 000, ne pourrait faire de triangles de plus de 100 m. de côté.

La représentation de la planimétrie ne soulève aucune difficulté, sauf celle qui résulte de la nécessité d'exagérer fortement les dimensions des voies de communication, même sur les cartes à grande échelle, ce qui entraîne le déplacement de certains détails, aux croisements de routes par exemple.

La représentation du relief est au contraire un problème des plus délicats et à peu près insoluble d'une manière complètement satisfaisante.

Représentation du relief du sol; principe des isohypses. — Les difficultés du problème ont été pendant longtemps, semble-t-il, insoupçonnées. On n'a commencé à l'aborder de front, que lorsque l'intérêt s'est éveillé pour les formes du terrain, et l'on ne saurait croire à quel point les efforts faits pour arriver à une solution ont contribué à développer l'intelligence du relief du sol.

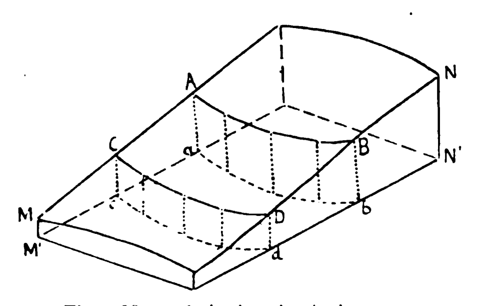


Fig. 168. — Principe des isohypses.

MN, surface réelle; M'N', surface idéale de projection; AB, CD, isohypses; *ab cd*, leur projection.

Les premiers essais de représentation du relief dérivent tous plus ou moins du dessin perspectif : la silhouette des montagnes figure sur la carte à la place qu'elles occupent. Le problème n'a été nettement posé et une solution précise n'est devenue possible que du jour où l'on a compris l'analogie de la question avec celle des projections. De même que la représentation de la sphère terrestre sur des cartes est devenue possible du jour où l'on a inventé le système des coordonnées et imaginé des procédés pour les transporter sur un plan; de même le relief du sol est devenu figurable d'une façon précise, du jour où l'on a imaginé de le ramener à la planimétrie par un artifice analogue, qui consiste à déterminer sur la surface du sol des lignes imaginaires assujetties à certaines conditions et à représenter la projection de ces lignes sur la surface topographique. La condition choisie est que ces lignes passent par des points ayant la même altitude au-dessus du niveau de la mer, on les appelle *isohypses* ou *courbes de niveau.* Il est évident que le tracé de leur projection (fig. 168) reflétera les formes du relief : plus la pente sera forte, plus elles seront rapprochées; en chaque point de leur tracé elles seront perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Les altitudes

choisies pour les courbes sont des multiples de l'altitude de la première courbe, appelée *équidistance* : par exemple 10, 20, 30 m., etc., pour une équidistance de 10 m.; 5, 10, 15, 20 m., etc., pour une équidistance de 5 m. L'examen de reliefs en gradins peut aider à comprendre facilement ce principe, qui est le point de départ de la topographie moderne. Toutes les cartes topographiques, quel que soit le figuré employé pour la représentation du relief, dérivent du levé des courbes de niveau. Les principaux procédés employés sont : l'estompage, les hachures, et la reproduction pure et simple des courbes.

Figuré du relief par hachures. — L'estompage employé seul est un procédé grossier, qui ne mérite pas qu'on s'y arrête, bien qu'il soit le seul mode de représentation du relief de la carte de France au 1 : 100 000 du Ministère de l'Intérieur. Les hachures ont été longtemps le seul procédé précis usité, à l'exemple de la carte de France au 1 : 80 000. C'est celui de la carte Suisse au 1 : 100 000, de la carte de l'Empire Allemand à la même échelle, des cartes Autrichienne et Italienne au 1 : 75 000.

L'objet est de donner à la carte l'aspect d'un relief, en y appliquant des teintes d'autant plus noires que les pentes sont plus fortes. Ces teintes sont obtenues par des traits, ou *hachures*, tracés perpendiculairement aux courbes de niveau, d'autant plus gros et plus rapprochés que les courbes sont plus serrées, autrement dit que la pente est plus forte. Une échelle ou *diapason* donne le système de hachures qui correspond à chaque pente.

Si toutes les cartes en hachures avaient le même *diapason*, ce mode de représentation, qui a l'avantage d'être expressif, serait également précis; il serait facile de retrouver les courbes et de calculer l'altitude d'un point donné. Malheureusement chaque carte a un diapason différent, lorsqu'elle n'en a pas plusieurs. On n'a pas réussi en effet à trouver un diapason universel satisfaisant. La carte Autrichienne au 1 : 75 000 emploie le *diapason de Lehmann*, dont les teintes sont trop sombres pour les fortes pentes, d'où un relief inexpressif, poussé au noir dans la montagne, tandis que les plaines et les collines sont modelées avec délicatesse. Pour remédier à cet inconvénient on a imaginé le système de l'*éclairage oblique*.

Le procédé des hachures, tel que nous venons de le décrire, assimile la carte à un relief éclairé par le haut, et dans lequel les ombres seraient par suite en chaque point exactement proportionnelles à la pente. C'est l'*éclairage zénithal*. Si l'on place un plan en relief dans cette position, juste en face d'une fenêtre, et le fait ensuite tourner lentement de façon que l'éclairage devienne latéral, on verra que les formes se dessinent de plus en plus vigoureusement au fur et à mesure que la lumière devient plus rasante. Dans le principe de l'*éclairage oblique*, la carte est assimilée à un relief

éclairé par une lumière tombant à 45° du N.-W. Le système de hachures n'a plus la même rigueur qu'avec l'éclairage zénithal, mais la carte est beaucoup plus expressive, surtout en montagne.

Ce système a été employé pour la carte Suisse de Dufour au 1 : 100 000. Il a été partiellement appliqué à la carte de France au 1 : 80 000. Mais au cours de l'exécution de cette œuvre monumentale, le diapason a été changé plusieurs fois, le but cherché étant toujours une représentation plus parlante des formes, plutôt qu'une exactitude scrupuleuse [Gal BERTHAUT, 7]. Les régions de plaines et de montagnes ne sont pas traitées de la même façon. Très expressive, la carte de l'État-Major n'est pas un document rigoureux.

L'emploi des hachures tend à être de plus en plus abandonné pour les cartes topographiques. Il a donné des monuments d'une réelle valeur artistique, mais l'effet n'y est atteint qu'aux dépens de la précision.

Figuré du relief en courbes. — La reproduction pure et simple des courbes de niveau est le procédé le plus précis d'expression du relief. Il permet de trouver immédiatement sur la carte l'altitude d'un point donné, de tracer des profils qui fixent les idées sur les formes du terrain, de calculer l'altitude moyenne, la pente moyenne. On peut à l'aide d'une carte en courbes construire la vue perspective qu'aurait l'observateur d'un point donné. Une foule de procédés d'analyse du relief inapplicables avec les cartes en hachures s'offrent au géographe disposant de cartes en courbes. Pour l'ingénieur, le géologue, ces cartes ne sont pas moins utiles. Aussi doit-on souhaiter que tous les services topographiques se rallient à ce système. La carte Suisse au 1 : 50 000, la carte Prussienne au 1 : 25 000, la carte Belge au 1 : 40 000, la nouvelle carte de Bavière, enfin la nouvelle carte de France au 1 : 50 000, dont quelques feuilles ont paru jusqu'à présent, sont toutes en courbes de niveau.

Le système des courbes n'est pas sans avoir lui aussi des inconvénients. Et d'abord il importe de ne pas se faire d'illusions sur sa rigueur apparente. Ce n'est que dans les levés de haute précision que l'on peut être sûr de connaître exactement l'altitude d'un point quelconque situé entre deux courbes. En outre, les personnes qui ne sont pas habituées à ce genre de représentation du relief lui reprochent d'être inexpressif. Elles n'ont pas toujours tort. Sans doute un peu d'habitude, l'examen des reliefs en gradins, la construction de quelques profils, met facilement à même de lire une carte en courbes, aussi bien qu'une carte en hachures. Mais on ne peut lire les formes qui ne sont pas rendues. Or les courbes de niveau ne peuvent exprimer que les formes dont les dimensions verticales dépassent celles de l'équidistance. Ainsi dans une carte où l'équidistance est de 20 mètres, une terrasse de 15 mètres de hauteur relative ne sera pas rendue. C'est cette objection qui avait fait adopter le procédé des hachures au début de l'exécution de la carte de France au 1 : 80 000 [Gal BERTHAUT, 7].

On ne peut adopter une équidistance trop rapprochée, sous peine de se trouver dans l'impossibilité de tracer toutes les courbes d'une façon lisible dans les régions de pentes fortes. L'équidistance peut, il est vrai, n'être pas la même en plaine et en montagne, mais alors les cartes ne sont pas comparables. Si séduisant qu'il soit au point de vue théorique, le système des courbes se montre donc en réalité inapte à tout représenter. On est réduit à recourir aux hachures, ou à un mode de représentation analogue, pour exprimer les terrasses, les escarpements des montagnes. L'emploi d'une équidistance très faible (10 pieds = 3 m. 3), rendue possible par l'absence presque complète des détails planimétriques (peu d'habitations et de chemins, pas de figuré de végétation et de cultures), permet aux topographes des États-Unis de tout rendre par des courbes; encore peut-on trouver que le serrement des courbes n'arrive pas à rendre le caractère tourmenté des escarpements montagneux, même dans des cartes aussi soignées que les levés du canyon du Colorado de Matthes.

Divers procédés sont employés pour rendre plus expressif le figuré du relief en courbes. On ajoute un estompage calculé d'après le principe de l'éclairage oblique (carte de France au 1 : 200 000). On peut poser aussi des teintes hypsométriques suivant une échelle d'intensité croissante ou décroissante avec l'altitude (procédé d'un usage courant dans les atlas scolaires). La combinaison de ces deux procédés a permis au Service Topographique Fédéral Suisse d'éditer quelques feuilles spéciales qui sont des merveilles, mais le procédé est trop long et trop coûteux pour être d'un emploi général.

Les plans-reliefs. — En somme, on ne peut considérer le système des courbes de niveau comme une solution entièrement satisfaisante du problème de la représentation du relief. Pareille solution est à peu près introuvable. De même que pour le problème des projections, on ne peut espérer que des approximations.

La seule solution parfaite consiste à construire des plans en relief, de même que la seule représentation exacte de la terre est une sphère réduite.

Mais pour être l'image exacte de la réalité, le plan-relief doit être construit à une seule et même échelle pour les dimensions verticales et horizontales. Les reliefs où les hauteurs sont exagérées doivent être complètement laissés de côté, ils ne valent pas plus qu'une mauvaise carte. Il résulte de ceci qu'on ne peut appliquer la représentation par relief qu'à des surfaces limitées.

A échelle égale, le plan-relief permet de représenter une quantité bien plus grande de détails que la carte la plus finement gravée. Son établissement suppose des levés de précision en courbes de niveau à une échelle supérieure. On ne doit pas croire que la transformation de la carte en un relief puisse se faire automatiquement. Soit qu'on emploie le système des cartons d'épaisseur correspondant à l'équidistance, découpés suivant chaque courbe de niveau; ou celui plus précis du pantographe sculpteur, qui enlève successivement d'un bloc l'épaisseur correspondant à chaque courbe, suivie avec la pointe; on aura toujours à reprendre le modelé des détails si l'on veut arriver à une expression exacte des formes.

Les bons plans-reliefs sont l'auxiliaire le plus précieux de l'enseignement géographique. Malheureusement les soins que demande leur confection en rendent les prix très élevés.

En résumé le problème de la représentation du relief n'est pas susceptible d'une solution entièrement satisfaisante. Les cartes en courbes de niveau sont de beaucoup préférables et c'est à elles que nous nous adresserons le plus possible pour donner des exemples de types de relief. Mais on ne doit pas oublier qu'il n'y a pas plus d'échelle uniforme des pentes dans les cartes en courbes que dans les cartes en hachures. Pour lire la carte, on devra avant tout voir quelle est l'équidistance : si elle est de 30 m. dans les feuilles alpines de la carte Suisse, elle est de 5 m. dans la carte Belge, de 3 m. dans les cartes Américaines.

Méthodes de levé du relief. — D'après le principe exposé plus haut, le levé du relief revient à déterminer le tracé des courbes de niveau. Ce tracé ne peut être établi qu'en fixant l'altitude absolue d'un grand nombre de points, ou, ce qui revient au même, la différence d'altitude entre ces points et un point dont l'altitude est connue. La question essentielle est donc la mesure des hauteurs relatives. Trois procédés peuvent être employés : le nivellement direct ou nivellement par visées horizontales, le nivellement indirect ou nivellement par visées en pente, enfin le nivellement barométrique.

On utilise depuis longtemps pour le nivellement direct le *niveau d'eau*, remplacé maintenant, pour les nivellements de précision moyenne, par le *niveau à collimateur* de Goulier, et, pour les nivellements de haute précision, par les niveaux à lunettes (*éclistadimètre*). C'est par cette méthode qu'ont été fixées les cotes du nivellement général de la France, inscrites sur des repères métalliques dans les villes, le long des routes principales, chemins de fers, canaux, etc.

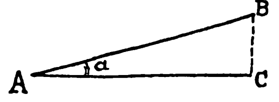


Fig. 169. — Détermination des hauteurs par la méthode des angles.

Le nivellement indirect consiste à mesurer l'angle *a* fait par la visée AB avec l'horizontale AC (fig. 169). On en déduit la différence d'altitude BC. Dans le cas où l'on connaît AB, mesuré sur le terrain, on a $BC = AB \sin a$. Dans le cas où c'est AC qui est connu (ce qui se présente lorsque la position du point B est obtenue par recoupement) on a : $BC = AC \operatorname{tg} a$.

Le calcul se fait au moyen de tables (telles que les tables de Montalent) ou de barèmes graphiques adaptés à certaines boussoles (Boussole Peigné). L'angle *a* peut se mesurer avec une boussole munie d'un perpendicule, avec un théodolite ou avec une lunette éclimètre mobile dans un plan vertical.

Nivellement barométrique. — Le nivellement barométrique est le plus usité et le plus important à connaître pour le géographe. Il peut être pratiqué soit avec le baromètre à mercure, soit avec l'anéroïde. Dans les deux cas, on calcule la différence d'altitude entre

le point de départ A, d'altitude connue, et le point d'arrivée B, d'après leur différence de pression. La précision du résultat dépend de l'exactitude avec laquelle est appréciée cette différence.

L'emploi du baromètre à mercure donne des résultats d'une exactitude rigoureuse, à condition d'appliquer un certain nombre de corrections. Les variations de la pesanteur suivant la latitude se font sentir sur la colonne mercurielle; celles de la température la dilatent plus ou moins; enfin on doit tenir compte de la pression de la vapeur d'eau. D'où la nécessité de ramener les lectures du baromètre à mercure à celles qui auraient été obtenues dans des conditions toujours identiques de la latitude, température et humidité de l'air. Une formule calculée par LAPLACE donne la différence d'altitude entre A et B, si l'on y fait entrer les nombre exprimant, outre les deux lectures du baromètre, la latitude des deux points, la température et l'état hygrométrique au moment où les observations y ont été faites.

Cette formule est assez compliquée, mais elle se prête à des simplifications, soit quand la latitude de A et B est peu différente, soit quand la température et l'état hygrométrique varient peu, soit quand la différence d'altitude est faible. On trouve dans les *Instructions météorologiques* d'ANGOT [6] et dans l'*Annuaire du bureau des longitudes* des tables donnant la valeur de chacun des termes de la formule de Laplace dans les limites ordinaires de l'observation. Le calcul se réduit donc à une série d'opérations d'arithmétique élémentaire.

Les calculs suivants permettent d'apprécier l'étendue des erreurs que ces corrections doivent éliminer. Comparant l'altitude du Grand Saint-Bernard, obtenue par la triangulation, avec celle déduite d'observations barométriques simultanées en ce point et à Genève, RÜHLMANN trouve que la différence entre le nivellement par la triangulation et par le baromètre non corrigé serait en hiver de — 9 m. 20, en été de + 10 m. 30, en janvier de — 11 m. 20, en juillet de + 11 m. 80, soit une différence de 23 mètres pour les deux mois extrêmes, égale à 1 p. 100 de la valeur réelle. En prenant les moyennes horaires on trouverait, à minuit — 3 m. 2, à midi + 32 m. 70, soit un écart de 35 m. 90, égal à 1,6 p. 100.

Les baromètres à mercure, même le Fortin qui peut être installé assez rapidement, sont malheureusement des instruments encombrants. Aussi l'usage des anéroïdes est-il général chez les explorateurs, comme chez les géologues et les géographes obligés de faire de nombreuses mesures d'altitude.

Outre leur faible volume, ces instruments ont l'avantage de donner des résultats plus directement utilisables. La correction de

latitude est supprimée. On élimine celle de température en employant des anéroïdes dits *compensés*. Ces instruments sont généralement munis d'un cadran altimétrique mobile, sur lequel on lit directement l'altitude, en négligeant la correction d'humidité.

L'anéroïde n'a malheureusement pas la stabilité du baromètre à mercure. Il est nécessaire de le comparer assez souvent avec un baromètre normal pour fixer la correction. A défaut de baromètre à mercure, l'explorateur qui veut vérifier en cours de route son anéroïde peut avoir recours au *thermomètre à ébullition*, qui indique avec la plus grande précision la pression d'après la température d'ébullition de l'eau.

Le procédé le plus simple et le plus exact pour la lecture des altitudes avec l'anéroïde compensé est de faire tourner le cadran altimétrique de façon à mettre l'altitude du point de départ A en face du chiffre de la pression lue en ce point sur le cadran fixe. Parvenu au point B, on y lira l'altitude en face de l'aiguille; mais on devra toujours noter aussi la pression et l'heure, en vue de corrections possibles.

Soit qu'on fasse usage du baromètre à mercure ou de l'anéroïde, le résultat, pour être exact, suppose que la lecture a été faite en même temps aux deux points A et B, ou que la pression n'a pas varié pendant que l'observateur se transportait de A à B. Ce cas est rarement réalisé. S'il existe au voisinage du lieu d'observation une station météorologique, on peut en utiliser les données pour faire la correction nécessaire. L'installation d'un baromètre enregistreur au point A permettrait d'être toujours à même de faire cette correction. On peut y suppléer si l'on revient au point A, ou si l'on rejoint un point C d'altitude connue. En supposant que la pression a varié d'une manière continue depuis le départ du point A, on trouvera une correction vraisemblable pour l'heure de l'observation au point B. La chose est presque toujours possible dans un pays civilisé, où l'on dispose de cartes avec cotes d'altitudes nombreuses, et de repères de nivellement. L'explorateur n'a pas les mêmes ressources. Il ne lui reste qu'à emporter un Fortin ou à user le plus souvent possible du *thermomètre à ébullition*.

Le levé topographique intégral. — Dans la pratique du levé topographique, on ne fait pas la distinction que nous avons établie, pour plus de clarté, entre la planimétrie et le relief. Les deux sont levés en même temps, avec les mêmes instruments et par des opérations qui sont liées. D'ailleurs la planimétrie, représentant la projection des lignes réelles sur la surface topographique, ne peut évidemment être levée sans déterminer la pente du sol. La longueur AB (fig. 169) doit être réduite, dès que l'angle a dépassé 10°, à AC ($=$ AB cos a).

Nous pouvons maintenant, grâce à l'étude préliminaire des principales méthodes de levé de la planimétrie et du relief, faire comprendre rapidement les opérations que comporte le levé topographique d'ensemble, soit qu'il s'agisse de *levés réguliers*, de *levés de reconnaissance*, ou de simples *levés d'itinéraires*.

Les opérations d'un *levé régulier* comportent deux stades : la *géodésie* et la *topographie proprement dite*. Les opérations géodésiques consistent à déterminer, avec la plus grande précision possible, la position géographique d'un certain nombre de points et leur altitude, en usant exclusivement du nivellement indirect. On se sert à cet effet d'instruments analogues au théodolite, permettant de répéter un grand nombre de fois une même lecture d'angle, de manière à éliminer autant que possible toute erreur, en prenant la moyenne de ces lectures. La *base*, qui sert de point de départ, est toujours mesurée directement sur le terrain, au moyen de règles métalliques étalonnées, ou de rubans d'acier tendus par des poids. Le côté du dernier triangle déterminé par le calcul est mesuré de même directement, et la coïncidence plus ou moins parfaite des deux résultats donne la mesure de l'exactitude des opérations.

Les côtés des triangles de la *triangulation de premier ordre* peuvent avoir jusqu'à 60 kilomètres. On y inscrit ensuite des triangles plus petits, c'est la *triangulation de deuxième ordre*. Plus le réseau des triangles couvrant la région sera serré, plus exacte sera la carte topographique. Chaque fragment topographique, dont le levé est confié à un opérateur, doit contenir plusieurs points géodésiques. L'opérateur, partant d'un point fixé, doit, après avoir déterminé de proche en proche un certain nombre de stations, retomber exactement sur un second point géodésique. Au cas où il n'y a pas coïncidence, l'erreur du cheminement topographique mise ainsi en évidence pourra être répartie sur l'ensemble des mesures.

Les instruments les plus usités en France pour les levés topographiques réguliers sont le *tachéomètre*, *l'alidade holométrique* et la *règle à éclimètre*, dus au colonel du génie Goulier.

Le *tachéomètre* convient aux grandes échelles (au-dessus du 1 : 50 000). Il dérive directement du théodolite et permet d'opérer une véritable triangulation de troisième et quatrième ordre. Il est en outre muni d'un déclinatoire et mesure les distances par l'emploi d'une stadia précise, la lunette ayant des fils micrométriques. C'est un instrument relativement encombrant dont l'installation doit être faite avec soin en chaque point, en sorte que le procédé le plus expéditif, lorsqu'on l'emploie au levé de détail, est de déterminer soigneusement un petit nombre de stations où l'on s'établit quelque temps, en faisant pivoter autour de soi le porte-mire et déterminant successivement ainsi une série de points indépendants autour de la station (*rayonnement*).

L'*alidade holométrique* et la *règle à éclimètre* sont deux instruments du même type général mais de précision différente. Ils comportent

l'emploi d'une planchette, portée sur un pied solide et munie d'un déclinatoire. Tous deux mesurent les distances à l'aide d'une stadia à voyants (*jalon-mire*) et les inclinaisons à l'aide d'un limbe éclimétrique.

La *règle à éclimètre* est un instrument de dimensions très réduites, donnant des résultats très précis dans les levés au 1 : 10000 et qui se recommande particulièrement pour les exercices topographiques.

La figure 170 montre la forme de l'instrument. La mire employée est à trois voyants; le voyant du milieu, qui sert pour les mesures de pente, est placé à la même hauteur que la planchette, les autres sont distants de deux mètres. La planchette étant déclinée, on plante une épingle au point de station. L'instrument pivote, la règle constamment appliquée contre l'épingle, jusqu'à ce que la mire tombe dans le champ de la lunette, et coïncide avec le trait vertical du milieu du tableau focal. Un trait au crayon le long de la règle donne la direction de la visée. La distance se lit, suivant le principe de la stadia, sur l'échelle verticale ou horizontale, et est portée d'après l'échelle au moyen du double décimètre de la règle.

Pour trouver la pente, on tourne la molette *m* de façon à rendre la ligne de visée horizontale, en suivant les oscillations du niveau à bulle d'air. On vise alors le voyant du milieu, la pente se lit en face sur l'échelle graduée de gauche. Si la pente dépasse cinq grades, on ne peut voir le voyant, on tourne alors la roue dentée, faisant faire à chaque cran un angle de cinq grades avec l'horizontale à la ligne de visée. L'angle est égal à autant de fois cinq grades qu'on a tourné de crans, plus la lecture du tableau focal si la visée est montante, moins la lecture du tableau focal si la visée est descendante. La différence de cote est donnée par la formule $D = L \sin a$. Le calcul est évité par la règle, qui est une règle à calcul. On peut, avec un peu d'habitude, faire une station en moins de cinq minutes. La multiplication des points cotés est ainsi possible. Les visées ne doivent pas pratiquement dépasser 150 mètres.

La règle à éclimètre se prête naturellement au levé de la planimétrie par recoupement. On peut aussi pour le relief pratiquer le *filage des courbes*. Cette opération consiste, après avoir déterminé l'altitude d'un point correspondant à une courbe de niveau, à suivre cette courbe, en faisant cheminer devant soi le porte-mire et déterminant simplement la position en planimétrie des stations successivement occupées. Les résultats peuvent être d'une précision plus grande, à condition que cette méthode soit appliquée avec beaucoup de minutie.

Par ses dimensions réduites et sa précision, la règle à éclimètre se recommande particulièrement pour les levés partiels, tels qu'il peut être utile d'en exécuter en vue d'étudier une forme spéciale de relief. Elle n'a qu'un inconvénient, c'est un déréglage facile; on trouvera dans les manuels spéciaux les précautions à prendre [Vallot, 2].

Levés photographiques. — L'emploi de la photographie pour les levés topographiques a été préconisé en France depuis plus de cinquante ans par

Laussedat [4] et en Italie par Porro, mais n'est pas devenu et ne deviendra probablement jamais général. La photographie donne une image de la réalité assimilable à une perspective conique; tous les rayons lumineux qui entrent dans la chambre noire et viennent impressionner la plaque passent en effet par le même point, appelé centre optique de l'objectif. Les lois de la perspective peuvent donc permettre de déterminer d'après une image photographique l'orientation de la visée qui serait faite du point où la vue a été prise vers chaque objet, et de reporter cette orientation sur un plan. Si l'on dispose de plusieurs photographies du même paysage, prises de points différents dont la position géographique est connue, on pourra, en employant la méthode du recoupement, déterminer par intersection la position de tous les points qui sont visibles à la fois dans plusieurs photographies. Il sera de même possible de déterminer l'angle fait avec l'horizontale par la ligne de visée sur un point quelconque reproduit photographiquement. Par suite sa différence d'altitude avec le point d'où la vue a été prise sera calculée aisément par la formule $D = L \text{ tg } a$.

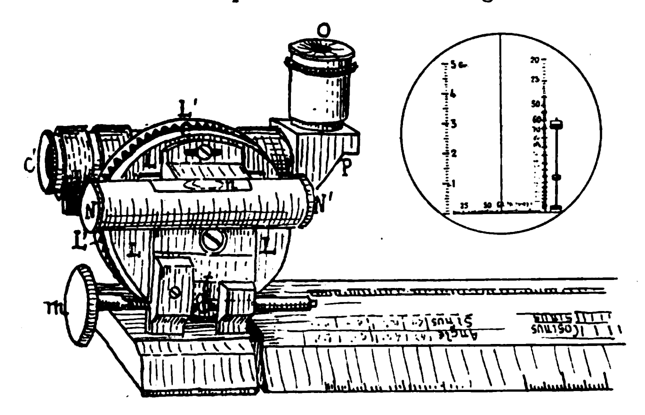


Fig. 170. — Règle à éclimètre de Goulier.
(On n'a représenté que la lunette et une partie de la règle.)

On vise par la lunette coudée OPO', le prisme P renvoyant l'image à l'oculaire O. La mise au point se fait en tournant l'oculaire.

La molette *m*, en agissant sur la tige *t*, fait pivoter tout l'instrument dans un plan vertical, permettant d'assurer l'horizontalité, qu'on vérifie au moyen du niveau N*n*N' exactement parallèle à l'axe O'P de la lunette (*n* bulle d'air).

Les deux limbes L et L' servent à incliner le plan de visée par fractions indivises de 5 grades (100 grades = 90°). Le limbe L est immobile et pourvu de trois crans d'arrêt (dont on voit un en C) s'emboîtant dans les dents du limbe L'. Celui-ci est mobile et entraîne en tournant la lunette. En écartant les deux limbes, qu'un ressort à boudin maintient ordinairement serrés, on peut faire tourner le limbe d'un ou plusieurs crans; chaque cran correspond à une inclinaison de 5 grades de la lunette.

On a représenté à côté le champ de la lunette. A gauche, échelle des grades; à droite, échelle des distances, avec l'image de la mire indiquant une distance d'environ 65 m.

Les constructions exigées pour tirer parti ainsi des vues photographiques sont longues et minutieuses, mais les opérations sur le terrain sont réduites au temps minimum, ce qui peut être un grand avantage. La seule précaution à prendre est de noter exactement l'orientation de chaque vue et le décentrement.

La photographie peut rendre de grands services pour le levé des hautes montagnes, en abrégeant le séjour que l'opérateur est obligé de faire dans une situation pénible, et en permettant de fixer un grand nombre de points

inaccessibles. La vue a de plus l'avantage d'être un document qui servira pour dessiner fidèlement les formes dont la représentation échappe au système des courbes : escarpements, moraines, glaciers. La photographie a été employée avec succès dans de pareilles conditions aux États-Unis, au Canada, en Suisse et en Italie. La carte détaillée du Mont-Blanc à laquelle travaille M. Vallot est levée en grande partie photographiquement.

Un grand progrès a été récemment réalisé dans cette voie par l'usage de la photographie stéréoscopique. Les constructions et calculs sont supprimés par un instrument qui permet de mettre en place automatiquement la planimétrie et de tracer de même les courbes de niveau : le Stéréoautographe de G. von Orel [12].

Levés de reconnaissance et d'exploration. — Les levés de reconnaissance doivent se faire plus rapidement et plus simplement que les levés réguliers. Aux échelles moyennes, l'usage de la planchette déclinée et de l'*alidade nivelatrice* donne d'excellents résultats; à défaut de planchette à pied on peut se servir d'un carton tenu à la main et muni d'un petit déclinatoire. Aux échelles les plus petites l'emploi d'une boussole portative à viseur (*Peigné*, *Hossard*), est généralement préférable. La planimétrie est alors levée par recoupement. Les différences d'altitude peuvent être déterminées soit avec la boussole, soit avec le *clisimètre à collimateur* de Goulier, soit enfin, ce qui est préférable, à l'aide d'un anéroïde (voir LARMINAT, 3).

Les résultats des levés de reconnaissance dépendent pour beaucoup de l'intelligence topographique de l'opérateur, mais aussi de la triangulation sur laquelle il doit s'appuyer. Si le réseau géodésique a été solidement établi et comporte un grand nombre de points, des levés à la boussole bien faits pourront s'y intercaler facilement; sinon, la carte reste sans point d'appui stable.

L'explorateur parcourant un pays totalement inconnu est obligé d'user de procédés plus primitifs encore. Il doit se contenter de lever son *itinéraire* en marquant sur un carnet l'orientation de chacune des fractions rectilignes de son trajet relevées à la boussole, et sa longueur approximative d'après le nombre de pas. Des instruments appelés *podomètres* permettent de faire cette lecture sans avoir à compter; dans les plaines de l'Ouest des États-Unis on utilise des compteurs de tours de roue (*Odomètres*) adaptés à des voitures légères. Tous les objets remarquables à droite et à gauche de la route seront notés et leur orientation déterminée par une visée à la boussole. Si l'on peut viser deux ou trois fois le même point, sa position sera fixée approximativement.

La construction des itinéraires se fait au retour, autant que possible à une grande échelle. C'est alors qu'on appréciera l'utilité des observations astronomiques. Lorsqu'on connaît la position du point

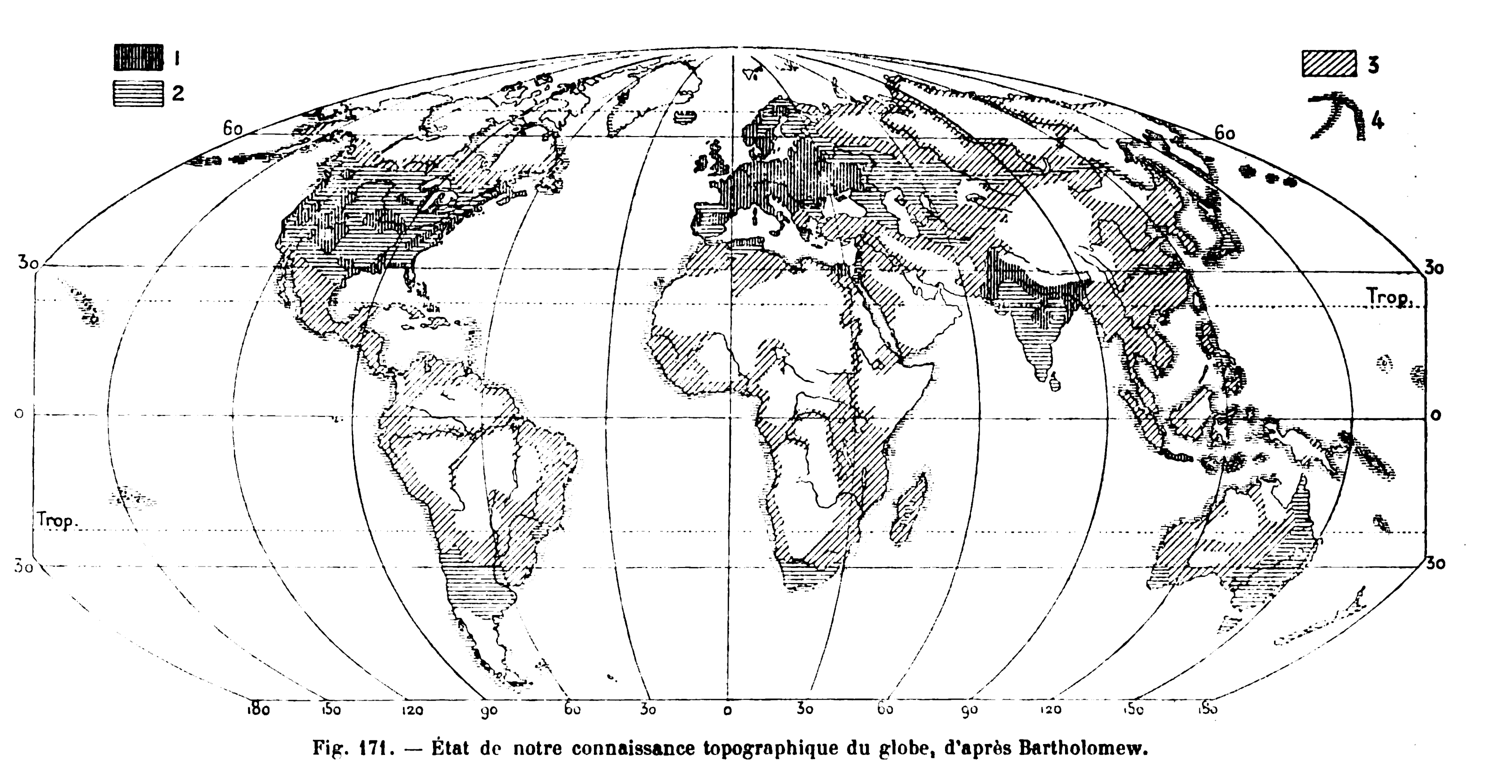


Fig. 171. — État de notre connaissance topographique du globe, d'après Bartholomew.

1. **Régions levées à une échelle égale ou supérieure au 1 : 50.000** (levés réguliers). — 2. **Régions levées à une échelle voisine du 1 : 200.000** (levés de reconnaissance). — 3. **Régions cartographiées à une échelle inférieure au 1 : 500.000** (levés d'exploration). — 4. Levés hydrographiques. — **Les régions qui ne sont connues que par des** itinéraires sont laissées en blanc.

de départ et d'arrivée, on peut reconnaître et corriger de la façon la plus vraisemblable l'erreur du cheminement en la répartissant entre les différentes stations [Larminat, 3].

Les altitudes sont déterminées dans les levés d'itinéraires exclusivement par le baromètre. On se sert généralement d'anéroïdes. Mais il est bon d'avoir au moins un baromètre à mercure, de l'installer et d'en faire la lecture à chaque station suffisamment prolongée. Les altitudes déterminées ainsi joueront le même rôle que les positions astronomiques pour la planimétrie et permettront de corriger les altitudes dues aux anéroïdes seuls.

Pour construire la carte de la région parcourue, on tâchera de combiner ses itinéraires avec ceux des explorateurs, qui ont parcouru avant la même région. C'est un travail d'interprétation très délicat, dont le résultat dépend de la densité plus ou moins grande du réseau d'itinéraires et surtout du nombre plus ou moins grand de positions astronomiques connues. Les déterminations de longitude et de latitude sont la triangulation des explorateurs.

État de notre connaissance topographique du globe. — Il nous est maintenant possible d'apprécier l'état de notre connaissance topographique du globe (voir fig. 171). Les levés de précision, au sens strict du mot, ne s'étendent même pas à toute l'Europe. Les seuls pays ayant publié des cartes à une échelle égale ou supérieure au 1 : 50 000 sont l'Allemagne, la Suisse, la Belgique, l'Italie. La nouvelle carte de France au 1 : 50 000 promet d'être un document d'un prix inestimable, mais le 1 : 80 000 actuel rentre dans la catégorie des levés de précision moyenne, appuyés, il est vrai, sur une triangulation solide. La Russie, les Balkans, ne nous sont connus que par des levés de reconnaissance. En dehors de l'Europe, les États-Unis sont en grande partie topographiés au 1 : 125 000, l'Est seul en est levé au 1 : 62 500. L'Inde a été l'objet de levés comparables à la moyenne des cartes européennes; le Sud-Africain Anglais, une partie de l'Indo-Chine, de Madagascar, ont été l'objet de triangulations de premier ordre et de levés de reconnaissance sommaires. L'Algérie et la Tunisie ont une carte supérieure au 1 : 80 000 de France. Les côtes ont été presque partout levées exactement par les services hydrographiques français, anglais et américains.

On ne saurait donc se dissimuler que nous sommes loin d'être encore suffisamment renseignés sur toutes les formes du relief terrestre. Cependant, comme les mêmes formes élémentaires se retrouvent à peu près partout, les documents topographiques dont

nous disposons actuellement permettent de raisonner sans trop de hardiesse sur les principes généraux du modelé de la surface du sol.

---

1. — CROUZET. Éléments de topographie, 3e édit. Paris, 1894, in-8°, 128 p.
2. — VALLOT (H.). Manuel de topographie alpine. Paris, 1904, in-12, 171 p.

On trouvera dans ces deux manuels élémentaires toutes les notions pratiques nécessaires (cf. spécialement, pour la solution du problème du *chapeau* dans les stations par *relèvement* : H. VALLOT. Sur quelques particularités de la détermination des stations topographiques. *An. Observatoire du Mont-Blanc*, VI, 1907).

3. — LARMINAT (E. de). Topographie pratique de reconnaissance et d'exploration. 2e éd. Paris, 1907, in-8°, 391 p., atlas 32 pl.
4. — LAUSSEDAT. Recherches sur les instruments, les méthodes et le dessin topographiques. 3 vol., Paris, 1898, 1901, 1903. Étudie spécialement le levé photographique dans le tome II, 1re Partie : Iconométrie et Métrophotographie (198 p., 15 pl.).
5. — GOULIER (C.). Étude sur la précision des nivellements topographiques et barométriques. *An. Club alpin*, VI, 1879, p. 597-658.
6. — ANGOT (A.). Instructions météorologiques. Paris, 1903, in-8°, 163 p. (donne les tables pour l'application de la formule de Laplace au baromètre à mercure).
7. — BERTHAUT (Gal). La carte de France, 1750-1898. Paris, *Imprimerie du Service géographique*, 1898, 2 vol. in-4°, 342 et 585 p. (historique complet de la topographie française).
8. — STAVENHAGEN. Geschichtliche Entwickelung des Preussischen Militärkartenwesens. *G. Z.*, VI, 1900, p. 435, 504 et 549.
9. — STAVENHAGEN. Skizze der Entwickelung und des Standes des Kartenwesens des ausserdeutschen Europas. *P. M. Erg.* n° 148, 1904, 376 p. Bon résumé (à partir du XIXe siècle) de l'histoire de la cartographie des différents États européens (cf. travaux du même auteur sur l'Autriche. *Z. Ges. f. Erdk.*, Berlin, 1899, p. 425, l'Italie, *ibid.*, 1901, p. 277, la Russie, *P. M.*, 1902, p. 224, 254, 274, etc.).
10. — SCHRADER (F.). Le siècle cartographique. *Année cartographique*, 1901.
11 — BARTHOLOMEW. The mapping of the World. *Scott. G. Mag.*, VII, 1890, p. 293 et 575 (1 pl.); 1891, p. 124 et 586 (2 pl.).
12. — VON STEEB (Chr.). Der Stereoautograph und die Kartographie, *P. M.*, 1911, p. 92-94.

PRINCIPALES CARTES TOPOGRAPHIQUES

AVEC LEURS CARACTÉRISTIQUES ET L'ABRÉVIATION PAR LAQUELLE ELLES SERONT CITÉES DANS LES CHAPITRES SUIVANTS.

France. — *Carte dite de l'État-Major au 1 : 80 000*, 273 f., 1818-1878, en noir, hachures (abréviation : *France 80 000*).

Carte de France au 1 : 200 000, 82 f., 6 couleurs, courbes et estompage, équidistance : 20 et 40 m. (*France 200 000*).

Nouvelle carte de France au 1 : 50 000; en cours de publication; couleurs courbes et estompage, équidistance : 10 et 20 m. (*France 50 000*).

Carte de France au 1 : 320 000, 33 f., en noir, hachures (*France 320 000*).

Carte de France au 1 : 500 000, 15 f., 4 couleurs, hachures (*France 500 000*).

Allemagne. — *Karte des Deutschen Reichs*, *1 : 100 000*, **674 f., en noir, hachures** (*Allemagne 100 000*).

Topographischer Atlas des Königreichs Würtemberg, *1 : 50 000*, 55 f., en noir, hachures (*Würtemberg 50 000*).

Topographische Karte von Bayern, *1 : 50 000*, en noir, feuilles des Alpes en couleurs (teintes hypsométriques et estompage), courbes, équidist. 5 et 10 m. (*Bavière 50 000*).

Messtichblätter deutscher Staaten, *1 : 25 000*, en noir, courbes, équidistance : 5 et 10 m., 3 698 f. comprenant Prusse, Hesse et petits états du Nord; incomplet (*Prusse 25 000*).

Neue topographische Karte des K. Würtemberg, *1 : 25 000*, en couleurs, courbes, équidistance 5 et 10 m.; en cours de publication (*Würtemberg 25 000*).

Neue topographische Karte des K. Sachsen, *1 : 25 000*, courbes, équidist. 5 m. en couleurs (*Saxe 25 000*).

Neue topographische Karte des Grossherzogtums Baden, *1 : 25 000*, courbes, en noir (*Bade 25 000*).

Positionskarte von K. Bayern, *1 : 25 000*, courbes, en noir, en cours de publication.

Iles Britanniques. — *Ordnance survey of Scotland on the scale of one inche to the mile 1 : 63 360*, 131 f., en noir, hachures (*Scotland 1 inch*).

Ordnance survey of England and Wales 1 : 63 360, mêmes caractéristiques (*Angleterre 1 inch*).

New one inch Ordnance survey of England and Wales 1 : 63 360, 360 feuilles, hachures et courbes, équidist. de 100 pieds, estompage bistre (*Angleterre, nouv. c. 1 inch*).

Autriche-Hongrie. — *Spezialkarte der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie und anschliessender Gebieten*, *1 : 75 000*, en noir, hachures (lumière zénitale) et courbes, équidist. 100 m. (*Autriche-Hongrie 75 000*).

Generalkarte von Mitteleuropa, *1 : 200 000*, en couleurs, hachures, sauf quelques feuilles s'étendant à l'Italie septentrionale, la Bulgarie et la Turquie, incomplet (*Mitteleuropa 200 000*).

Suisse. — *Dufour*, *Topographische Karte der Schweiz*, *1 : 100 000*, en noir, hachures (éclairage oblique), 24 feuilles (*Suisse 100 000*).

Siegfried, *Topographischer Atlas der Schweiz im Masstab der Originalaufnahmen*, *1 : 25 000* (plaines) et *1 : 50 000* (montagnes), en couleurs, courbes, équidist. 10 et 30 m. (*Suisse 25 000* et *Suisse 50 000*).

Italie. — *Carta topografica del Regno d'Italia*, *1 : 100 000*, 277 f., en noir, hachures et courbes, équidist. 100 m. (*Italie 100 000*).

Carta corografica ipsometrica del Regno d'Italia e delle regioni adjacenti, *1 : 500 000*, 35 f., en couleurs, courbes, équidist. 100 m. et teintes hypsométriques (*Italie 500 000*).

Belgique. — *Carte topographique de la Belgique au 1 : 40 000*, 72 feuilles, en noir, courbes, équidistance 5 m. (*Belgique 40 000*).

Planchettes minute 1 : 20 000, 6 par feuille du 1 : 40 000.

Norvège. — *Topografisk kart over kongeriget Norge*, *1 : 100 000*, 3 couleurs, courbes et estompage, équidistance 30 m.; incomplet (*Norvège 100 000*).

Suède. — *Generalstabens Karta öfver Sverige*, *1 : 100 000*, 110 f. noir, courbes. (*Suède 100 000*).

Roumanie. — *Harta României*, *1 : 100.000*, en couleur, courbes éq. 10 m. (5 m. en plaine), a remplacé la carte au 1 : 50.000, incomplet. (*Roumanie 100.000*).

Serbie. — *Carte topographique du royaume de Serbie, 1 : 75 000*, en couleurs, courbes, équidist. 50 m., noms en caractères serbes.

Espagne. — *Mapa de España, 1 : 50 000*, 1073 f., dont une centaine publiées (centre).

Portugal. — *Carta chorografica de Portugal, 1 : 100 000*, 37 f.

Russie. — Carte militaire à l'échelle de 1 pouce pour 3 verstes, 1 : 126 000, caractères russes, comprend Pologne, Provinces baltiques et Sud-Ouest.

Algérie-Tunisie. — *Carte topographique de l'Algérie au 1 : 50 000*, en couleurs, courbes et estompage, incomplet (*Algérie 50 000*).

Carte de la Tunisie au 1 : 50 000 (id.) (*Tunisie 50 000*).

Carte de l'Algérie au 1 : 200 000, courbes et estompage (*Algérie 200 000*).

Carte de la Tunisie au 1 : 200 000 dite de reconnaissance, relief estompé, sans courbes (*Tunisie 200 000*).

États-Unis. — *U. S. Geological Survey Topografic folios, 1 : 62 500*, couleurs, courbes, équidist. 10 et 100 pieds, (*États-Unis 1 : 62 500*); les feuilles ne sont pas numérotées mais désignées par l'État et la localité principale.

Topographic folios, 1 : 125 000 (*États-Unis 125 000*).

Reconnaissance maps, 1 : 250 000 (*États-Unis 250 000*).

Inde. — *Trigonometrical survey of India, 4 miles to one inche, 1 : 253 440*, 177 feuilles divisées en quarts.

CHAPITRE II

LES ENSEIGNEMENTS DE LA TOPOGRAPHIE
LOIS GÉNÉRALES DU MODELÉ

Les enseignements de la topographie. — Si nous avons cru devoir consacrer tout un chapitre à l'étude des méthodes topographiques, ce n'est pas seulement pour fixer les idées sur la valeur des documents que nous offrent les cartes, c'est parce que la pratique de la topographie peut et doit conduire plus loin. Le développement parallèle de la science du relief et de l'art topographique a été déjà noté et est assez significatif. On n'imagine pas que d'avantages les géographes pourraient retirer de la pratique de la topographie. La nécessité d'interpréter s'impose, même dans les levés à grande échelle, et conduit insensiblement un esprit réfléchi à la connaissance des lois les plus importantes de la morphologie terrestre. Ainsi des principes, qui gardent un caractère abstrait lorsqu'on y est initié par la lecture du traité de géologie le meilleur, apparaissent comme tellement simples et évidents au topographe exercé, que leur énoncé semble presque un truisme.

Les progrès de la topographie moderne ont été liés à la reconnaissance de ces lois, que géologues et géographes ont réussi de leur côté à dégager au prix d'efforts et de discussions prolongés. Esquisser rapidement cette évolution, c'est à la fois montrer comment peuvent être orientés les exercices topographiques en vue de l'enseignement géographique, et mettre en lumière, à peu près dans l'ordre où ils sont apparus depuis qu'on cherche à étudier scientifiquement le relief du sol, les principes les plus importants qui doivent guider dans cette étude.

Les formes topographiques élémentaires. — Dès que la topographie a commencé à s'appliquer à la représentation précise du relief, on s'est aperçu que l'interprétation nécessaire devait s'appuyer sur la

connaissance d'un certain nombre de formes élémentaires qu'on retrouve partout.

La plus commune est la forme *vallée*, qui se traduit par un angle rentrant des courbes de niveau. Cet angle est d'autant plus aigu que la vallée est plus étroite, tandis que les courbes s'arrondissent dans une vallée large et prennent une forme carrée dans une vallée à fond plat. La *crête* est rendue par des courbes allongées, concentriques, effilées en pointe aux extrémités; le *pic*, par des courbes concentriques de plus en plus rapprochées vers le centre. Ces deux formes sont communes partout où la pente générale est forte (bord des grandes vallées, montagnes). Le *col* se reconnaît à une allure caractéristique des courbes en double hyperbole. *Plateau*, *bassin*, *dôme* ou *ballon*, etc., sont encore des formes communes.

La reconnaissance de ces formes élémentaires constituait déjà un grand progrès dans l'acheminement vers la topographie rationnelle. Chez les géographes, une évolution analogue s'était produite dès le début du XIXe siècle. Ritter et Humboldt [1-2] s'attachèrent à donner un sens précis aux termes par lesquels on désigne les formes de relief, à trouver des principes permettant de classer ces formes, et de les comparer avec le plus de précision possible. C'est Humboldt qui généralisa le procédé des profils, d'un usage si commun actuellement, et qui fit les premiers calculs d'altitude moyenne. Sonklar [3] élargit et perfectionna ces méthodes, et constitua ce qu'on put croire alors la véritable science du relief, l'*Orologie* ou *Orométrie*.

Il y avait là une double tendance lexicologique et morphométrique qui répondait et répond encore à des besoins évidents de la géographie physique, mais non à tous. Même à l'heure actuelle, il y a encore beaucoup à faire à ce double point de vue. Trop souvent on peut s'apercevoir que les discussions sur l'origine de telle forme de relief sont singulièrement obscurcies par le manque d'une définition précise. Alors que les sciences naturelles voisines : botanique, zoologie, géologie, ont des termes précis pour chaque forme, chaque organe; la géographie physique ne peut encore se vanter de posséder une nomenclature vraiment scientifique.

On peut trouver plusieurs raisons de cet état de choses. La première et la plus grave est que les formes du relief offrent des variétés infinies, et qu'entre les formes types, qu'on peut définir à la fois morphologiquement et génétiquement, il y a presque toujours des formes de transition difficiles à classer et à dénommer. Ainsi peut s'établir la confusion entre les cirques glaciaires et les bassins de réception torrentiels, entre les fjords et les rias, etc.

En outre, tandis que le zoologue ou le botaniste décrit et dénomme, en créant de toutes pièces des expressions, sans tenir compte du langage vulgaire qui, d'ailleurs, n'a souvent pas de terme pour les détails dont il s'occupe, le géographe ne peut faire abstraction des termes populaires désignant les formes du relief. Malheureusement, ces dénominations manquent souvent de précision, et il est difficile d'en établir la synonymie d'une langue à l'autre. La solution de ces difficultés ne doit pas, selon nous, être cherchée dans l'abandon des termes populaires et la création d'un nouveau langage, comme on l'a quelquefois essayé, mais au contraire dans une étude plus minutieuse du sens de ces termes, souvent plus précis qu'on ne croit.

Enfin, la troisième raison est l'insuffisance de nos connaissances topographiques. Nous ne possédons de cartes précises que pour une faible partie du globe, et, par suite, bien des formes échappent à notre analyse. Même celles dont on trouve de bons types dans les régions les plus connues n'ont pas toujours fait l'objet de levés de précision.

Principales notions de morphométrie. — La tendance lexicologique a comme pendant la tendance morphométrique. S'il est utile de préciser le sens des termes désignant les formes du relief, on a pu croire que l'idéal serait d'arriver à définir ces formes par des expressions numériques. Cette tendance, encore très marquée dans l'école Allemande, a donné des travaux remarquables [2, 4, 5, 6] résumés par Penck au commencement de son traité de morphologie [7]. Il est utile de connaître les principales méthodes morphométriques pour apprécier la valeur des évaluations de *hauteur moyenne* des continents, de *profondeur moyenne* des mers ou lacs. La théorie mathématique de ces calculs repose sur la connaissance du calcul intégral. Mais la pratique en est très simple, l'intégration pouvant se faire par un procédé graphique.

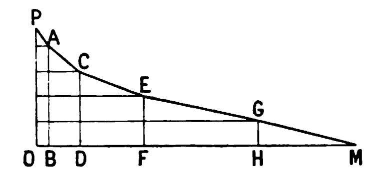


Fig. 172. — Principe de la courbe hypsographique.

OB, OD, OF, OH, longueurs proportionnelles aux surfaces limitées respectivement par les isohypses d'altitude BA, DC, FE, HG; OM représente la surface de l'ensemble de la région considérée. PACEGM est la courbe hypsographique.

Pour calculer la *hauteur moyenne* d'une région, on l'assimile à la somme d'une série de troncs de cônes, ayant comme bases les surfaces enveloppées sur la carte par deux isohypses consécutives et pour hauteur l'équidistance. La hauteur moyenne est égale à celle d'un cône dont le volume serait égal à la somme des volumes de tous les troncs de cônes ainsi déterminés et

qui aurait pour base la base inférieure du premier tronc de cône. Le calcul se fait graphiquement en portant en abscisses et ordonnées les surfaces comprises entre les isohypses consécutives et l'altitude de chaque isohypse. La courbe joignant les points ainsi déterminés est la *courbe hypsographique*. La hauteur moyenne est égale à la hauteur d'un rectangle de base OM et de surface égale à POM (fig. 172).

Par le même procédé, on calcule les profondeurs moyennes des océans et des lacs en construisant la *courbe bathygraphique*. Nous avons déjà montré l'intérêt de ces calculs (1[re] partie, chap. IV).

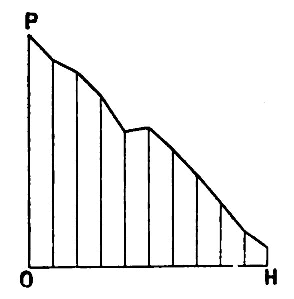


Fig. 173. — Principe de la courbe clinographique.

La pente moyenne d'un massif montagneux est dans une certaine mesure l'expression de son relief. On démontre qu'elle est égale à la somme des longueurs des isohypses multipliée par l'équidistance et divisée par la surface de la région considérée. On peut la calculer graphiquement en élevant des perpendiculaires équidistantes proportionnelles à la longueur de chaque isohypse (fig. 173). La *courbe clinographique* ainsi déterminée reflète par ses irrégularités celles du relief. La pente moyenne est égale à la surface POH divisée par OH.

Fig. 174. — Principe de la mesure de l'indice de développement des côtes.

Contour externe en pointillé, — *contour interne* en trait interrompu; — les *membres* sont en grisé, le *tronc* est laissé en blanc.

Les dimensions horizontales peuvent aussi faire l'objet de calculs morphométriques. Le *développement des côtes* peut être évalué par trois procédés différents : 1° Comparaison du contour réel avec des contours fictifs (*contour externe* tangent aux points les plus extérieurs et *contour interne* tangent aux points les plus intérieurs); — 2° Comparaison de la surface des parties isolées par le contour interne ou *membres* avec celle du *tronc*; — 3° Comparaison de la longueur du contour avec la surface totale de la région. C'est ainsi qu'on pourra dire : la côte Nord de la Bretagne a un indice de développement de côtes de 4,98; — le tronc représente en Asie les quatre cinquièmes, en Europe les deux tiers seulement; — l'Europe a un kilomètre de côtes pour 27 kilomètres carrés, l'Asie un kilomètre pour 80 kilomètres carrés, l'Afrique seulement un kilomètre pour 115 kilomètres carrés.

Tous ces calculs supposent des mesures minutieuses de longueurs et de surfaces. On peut mesurer les surfaces par trois procédés : 1° on décalque le contour de la surface cherchée sur un papier transparent quadrillé au millimètre et on compte le nombre de carrés qu'il enveloppe; — 2° on transporte ce contour sur un carton homogène, et découpe la surface obtenue, le carton est pesé dans une balance de précision et son poids divisé par le poids de son unité de surface; — 3° on peut mesurer directement la surface à l'aide du *planimètre*, instrument qui intègre automatiquement la surface dont on suit les contours avec une pointe (fig. 175).

Le calcul des longueurs se fait généralement à l'aide d'instruments appelés *Curvimètres*, qui donnent des résultats assez grossiers. Il est préférable de mesurer avec un bon compas tous les fragments de contours rectilignes et de les reporter à la suite sur l'échelle de la carte.

L'exactitude de ces mesures dépend pour beaucoup de la conscience de l'opérateur, mais elles exigent toujours des corrections. On doit tenir compte en effet du retrait du papier, qui est sensible par le fait qu'on ne peut assembler exactement plusieurs feuilles de la carte de France au 1 : 80 000. Les mesures de surface ne doivent être faites bien entendu que sur des cartes en projection équivalente.

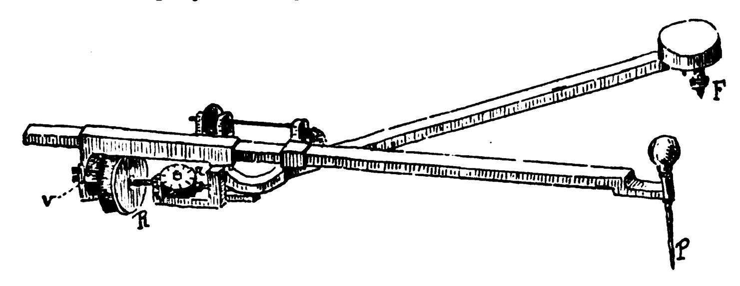


Fig. 175. — Planimètre de Amsler.

Le bras F est fixé à son extrémité par la pointe F plantée dans la planchette. On suit avec la pointe P les contours de la surface à mesurer; ce mouvement écarte et rapproche alternativement les deux bras et fait mouvoir, tantôt dans un sens tantôt dans l'autre, la roulette R, seul point par où l'instrument touche librement le papier. La totalisation des mouvements positifs et négatifs de la roulette donne un nombre qui, multiplié par un facteur constant, est le résultat cherché. Le nombre se lit ainsi : chiffre des unités sur le vernier *v*, dizaines et centaines sur la roulette graduée R, milles sur le petit disque *r* lié aux mouvements de la roulette par un pignon à engrenage.

Les calculs morphométriques ont le grand avantage de donner des évaluations précises de rapports synthétiques qui frappent l'esprit. Si leur élaboration exige une certaine patience et implique des besognes d'apparence quelque peu ingrate, les résultats sont parfois d'un grand intérêt.

Mais la morphométrie, quelle qu'en puisse être l'utilité, ne saurait être le dernier mot de la science du relief. Mesurer des formes, pas plus que les définir, ne suffit au géographe. Comme les sciences naturelles ses sœurs aînées, la géographie physique ne peut se contenter de décrire, elle veut expliquer. C'est à quoi conduit d'ailleurs naturellement la pratique réfléchie de la topographie.

Associations de formes élémentaires, importance des vallées. — Après avoir constaté l'existence de formes élémentaires du relief, on ne tarde pas à s'apercevoir, avec un peu de pratique, que la réalité offre rarement un type pur de ces formes théoriques. Le modelé du sol est constitué généralement par des associations complexes, où les formes élémentaires sont modifiées par une sorte d'influence réciproque.

Ainsi un plateau entaillé par des vallées en gorges ou des bassins fermés conservera l'aspect d'une table : s'il présente quelques inégalités de surface, on n'y pourra saisir aucun rapport avec le modelé des dépressions. C'est ce qu'on peut observer dans le Plateau Central, particulièrement dans les Causses (fig. 176). Au contraire, un plateau découpé par des vallées à section large et évasée verra sa surface accidentée, même à une certaine distance des vallées principales, par des vallonnements. Tel est le cas des plateaux de la région parisienne (fig. 177). Réciproquement les vallées n'ont pas le même caractère suivant qu'elles sont associées à des plateaux plus ou moins élevés, à des crêtes dont elles entament le flanc, ou qu'elles traversent de part en part. La forme d'un col dépend de l'altitude absolue et relative des crêtes qu'il ébrèche et des vallées qu'il sépare.

Un peu d'expérience montre que la forme la plus répandue, celle qui a l'influence la plus décisive sur les autres, est la *vallée*. Pas de plateaux, si massifs soient-ils, que n'échancrent quelques vallées; pas de pic, si abrupts soient ses versants, où l'on ne découvre des rigoles, première ébauche des vallées. Même les cônes volcaniques les plus récents, qui semblent avoir conservé leurs formes géométriques, voient leurs flancs entaillés par des ravins s'élargissant de plus en plus. Dans les régions de collines, toute la topographie est souvent le résultat du développement d'un réseau de vallées (voir fig. 177). Le premier soin du topographe est toujours de chercher la trace des thalwegs avant de dessiner les courbes de niveau. Dans une région assez uniforme, ce tracé seul suffirait, avec un petit nombre de points cotés, pour figurer exactement le relief.

Prépondérance de l'érosion comme agent du modelé. — Si la vallée est la forme topographique maîtresse, on doit se demander à quoi elle est due. Pendant longtemps, on a attribué les vallées à des fractures de l'écorce terrestre, idée qui paraissait justifiée par l'étroitesse de certaines gorges de montagne. Pareille illusion n'est guère possible pour le topographe. Habitué à suivre les vallées, il les voit toujours occupées par une rivière; leurs formes, leur largeur, leur profondeur, la raideur de leurs versants, sont en général dans un rapport frappant avec le volume des eaux qui y circulent. De même qu'il y a, au point de vue hydrographique, des rivières principales et des rivières affluentes, il y a des vallées maîtresses et des vallées secondaires, intimement liées par une dépendance étroite. Aussi le topographe ne peut-il douter que les vallées soient dues à l'érosion des eaux courantes; c'est à un topo-

graphe éminent qu'on doit l'expression la plus vigoureuse de cette grande loi : *les formes du relief résultent principalement de la sculpture du sol par l'érosion fluviale* [DE LA NOË, 8].

Deux autres principes découlent de cette loi : *les formes du relief* sont instables et *doivent être considérées comme le produit d'une évolution* plus ou moins avancée. *Cette évolution dépend avant tout de celle du réseau hydrographique.*

Ces vérités n'ont pénétré dans le monde géographique qu'après que les topographes ont réussi à représenter exactement les formes du terrain. En 1869, RÜTIMEYER combattait énergiquement la théorie des vallées de fracture. L'attention des géologues se portait de plus en plus vers l'étude des lois de l'érosion avec POWELL, GILBERT, PHILIPPSON, DAVIS et DE LAPPARENT (cf. chap. III). L'étude du réseau hydrographique apparaît maintenant comme le guide de tout essai d'interprétation du relief.

Il n'est pas sans intérêt de remarquer que le pays où ces idées ont le plus facilement pris pied et rallié tous les esprits est celui où le rapprochement est le plus grand entre topographes et géologues, les États-Unis. En Europe, surtout en Allemagne et en Autriche, où cependant le développement de la géographie physique a été singulièrement fécond, la topographie étant la spécialité d'un corps militaire, les géologues sont restés longtemps quelque peu étrangers ou hostiles aux idées dites de l'école américaine.

Les ruptures de pente, importance de la géologie. — La pratique topographique peut conduire encore plus loin.

Le tracé des courbes de niveau figurant le relief ne s'appuie pas seulement sur les thalwegs, mais encore sur les lignes de rupture de pente. Si la pente du terrain était continue, les courbes se suivraient régulièrement avec un écartement constant, sauf à l'endroit où elles croisent un thalweg; toute rupture de pente amène un rapprochement ou un écartement des courbes et leur imprime un crochet caractéristique. Aussi n'y a-t-il rien qui attire plus l'attention que les lignes de rupture de pente; elles marquent toujours un accident topographique remarquable : rebord d'une terrasse ou d'un plateau, pied d'un escarpement, limite d'une plaine, d'un cirque, tracé d'une crête. Comment dès lors ne pas chercher la raison d'être de ces traits significatifs du relief, même si nous ne savions pas déjà que toute forme, pour être bien traduite, demande à être comprise?

Très facilement le topographe observera que la nature du sol change le plus souvent lorsque la pente varie brusquement (voir

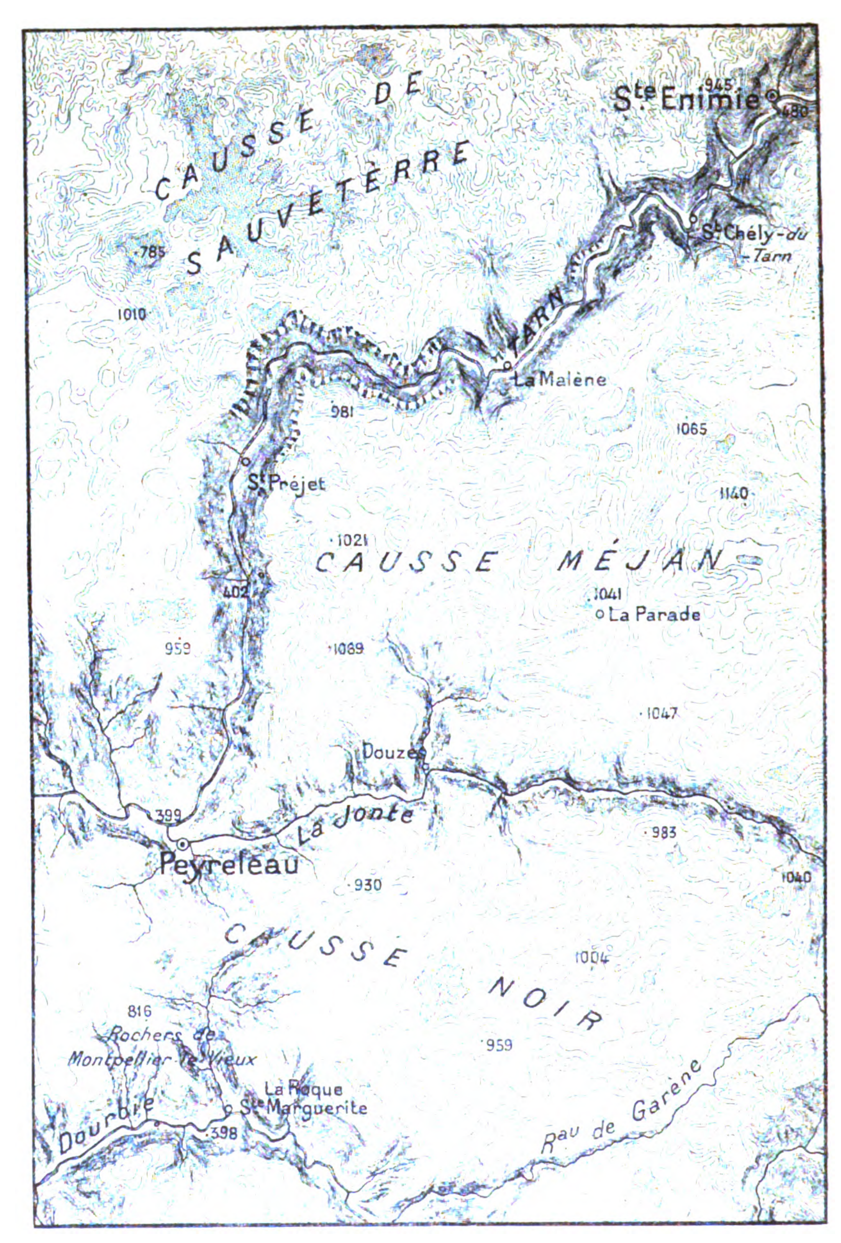


Fig. 176. — Topographie de la région des Causses; extrait de la carte de France à 1 : 200 000 (équidistance des courbes : 20 m.; les dépressions fermées les plus importantes sont marquées en pointillé).

Les vallées principales profondément entaillées (gorges du Tarn, de la Jonte et de la Dourbie) traversent le plateau sans presque influer sur sa topographie. Un chaos de protubérances arrondies et de dépressions sans écoulement superficiel où se perdent des vallées à peine ébauchées, le tout sans rapport avec les quelques vallons affluents très courts qui déversent leurs eaux dans les rivières maîtresses, voilà ce qu'on retrouve sur toute la surface des Causses. Le contraste est frappant avec la topographie des plateaux de la région parisienne représentée par la figure 177.

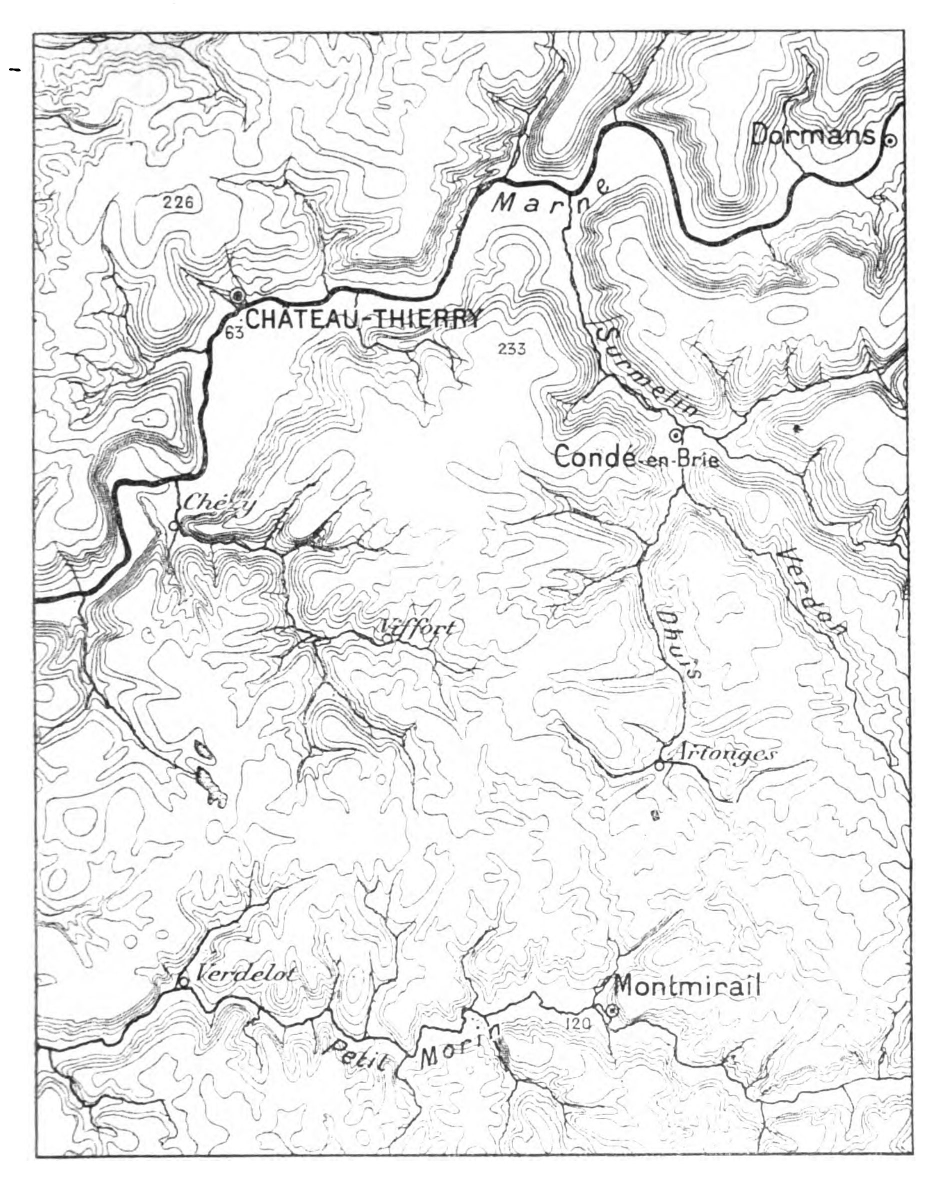


Fig. 177. — Topographie des plateaux du Bassin Parisien (Brie).
Extrait de la carte de France à 1 : 200 000 (équidistance des courbes : 20 m.).

La topographie des plateaux est liée à celle des vallées maîtresses. De nombreuses vallées affluentes entament en effet la plate-forme de la Brie et se font sentir, même à une distance notable de la Marne et du Petit Morin, par des ondulations qui se précisent et prennent une forme de vallée encaissée dès qu'on les suit pendant quelques kilomètres vers l'aval.

Cet exemple peut servir aussi à faire saisir l'importance de l'érosion comme agent du relief. Toute la topographie résulte ici du développement d'un réseau de vallées.

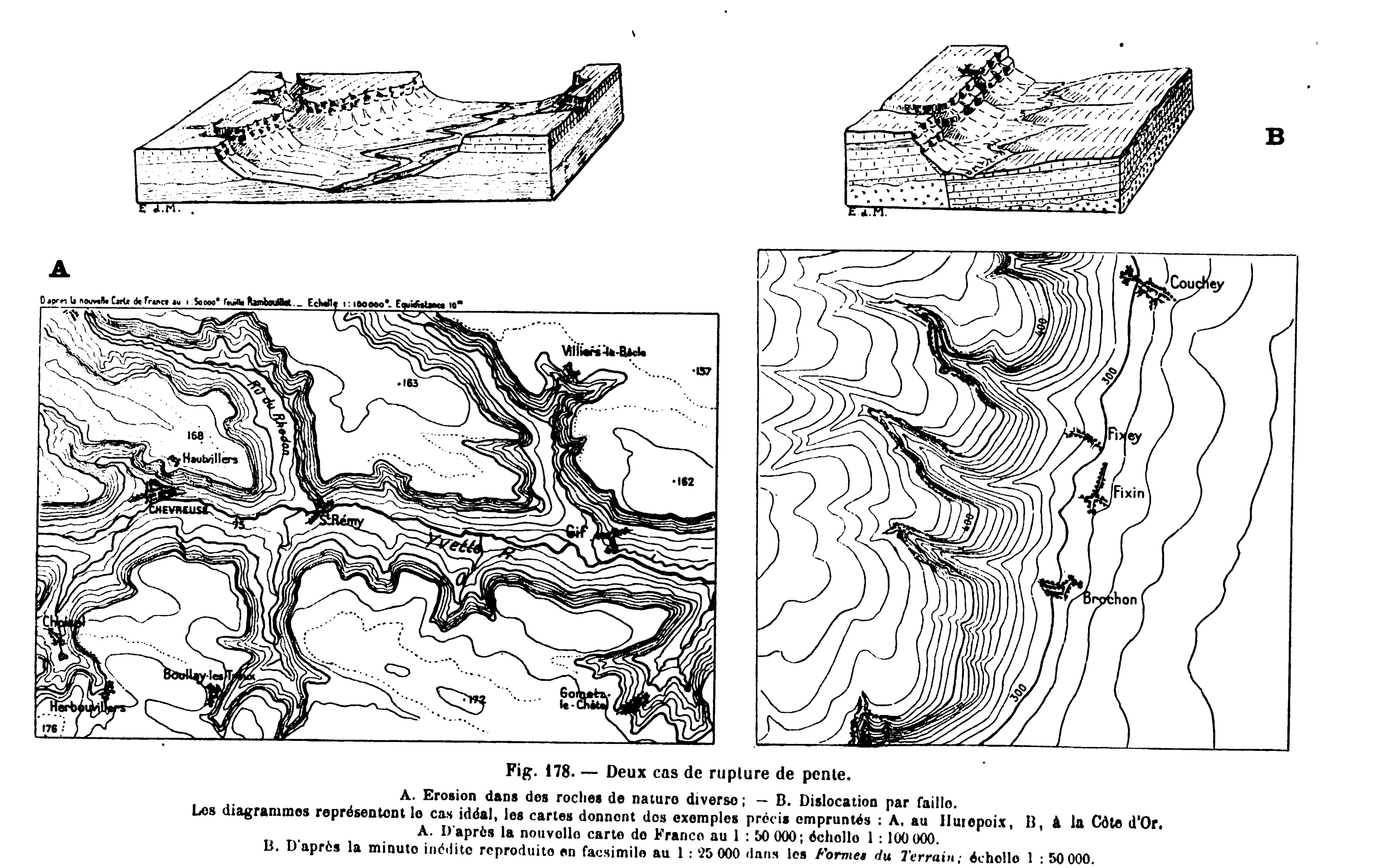
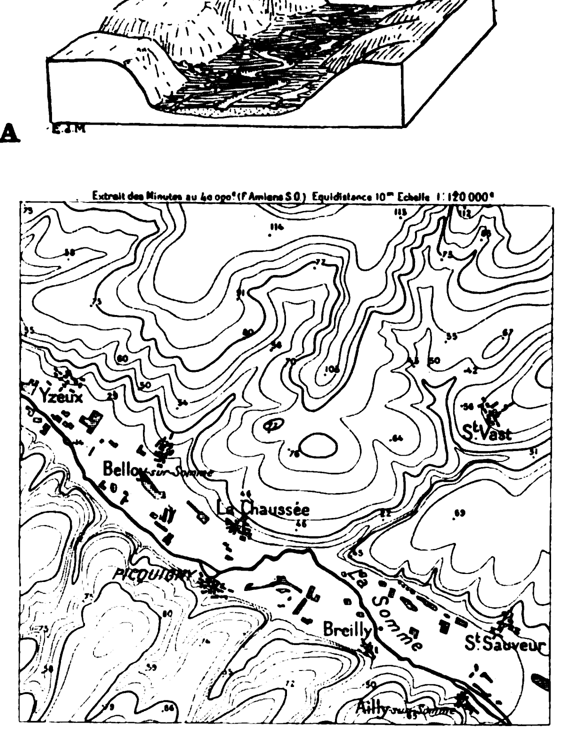
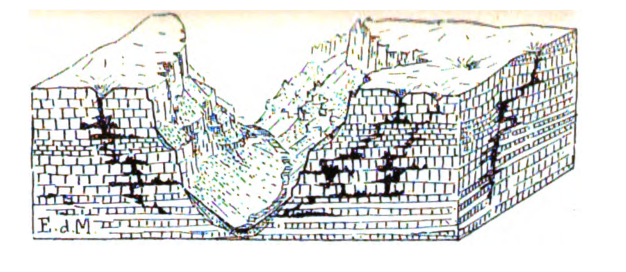


Fig. 178. — Deux cas de rupture de pente.

A. Erosion dans des roches de nature diverse ; — B. Dislocation par faille.
Les diagrammes représentent le cas idéal, les cartes donnent des exemples précis empruntés : A, au Hurepoix, B, à la Côte d'Or.
A. D'après la nouvelle carte de France au 1 : 50 000 ; échelle 1 : 100 000.
B. D'après la minute inédite reproduite en facsimile au 1 : 25 000 dans les *Formes du Terrain ;* échelle 1 : 50 000.





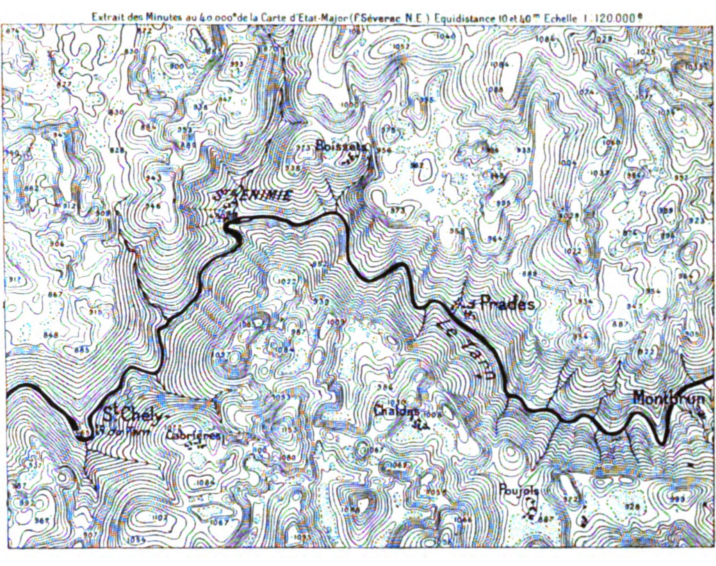


Fig. 170. — Deux cas de rupture de pente due à la localisation des diverses formes de l'érosion.

A, Cas d'une vallée à fond plat et marécageux ; — B, Cas de plateaux calcaires entaillés par des canyons.
Exemples empruntés : A, à la Picardie, B, à la région des Causses (dans ce dernier cas les courbes maîtresses sont seules tracées sur les versants du canyon sauf en quelques points ; les dépressions formées sont marquées en pointillé).

fig. 178 A). Les vallées de la région parisienne offrent à chaque instant des exemples frappants de ce cas. L'observation de ces faits est si simple, qu'on a pu obtenir au Service géographique de l'Armée que les officiers chargés de levés topographiques en Algérie et Tunisie marquent sur leur minute les affleurements de couches dures; toujours ces affleurements marquent exactement une ligne de rupture de pente[1].

Néanmoins le topographe aurait tort de croire que toutes les lignes de rupture de pente sont dues à des différences de nature des roches. Il rencontrera plus d'un exemple où cette loi paraîtrait en défaut. Souvent un géologue pourra lui expliquer cette anomalie en lui montrant que les couches du sol primitivement horizontales ont été disloquées, certaines parties de l'écorce terrestre se trouvant soulevées par rapport à d'autres parties affaissées (fig. 178 B).

Ces constatations conduisent à la conclusion que *l'étude rationnelle du relief n'est possible qu'en s'appuyant sur les principes de la géologie stratigraphique et tectonique.*

Diverses formes de l'érosion. — Ces vérités ont pénétré dans le monde géographique dès que les levés géologiques détaillés ont commencé avec l'appui des cartes topographiques. L'importance de la nature du sous-sol pour expliquer le relief, entrevue par Humboldt, précisée par Lesley [9], Ramsay [12], est maintenant universellement reconnue. L'influence de Richthofen [13] et de Suess [14] a contribué à faire de la tectonique l'objet des préoccupations constantes des géographes. La pratique topographique nous apprend cependant que toutes les ruptures de pente ne sont pas dues aux conditions géologiques.

C'est un cas fréquent que celui d'une vallée en gorge entaillée profondément dans un plateau élevé formé de roches calcaires parfaitement homogènes; ou encore d'une vallée assez large et à fond plat, dans un pays de collines où les mêmes roches affleurent partout (fig. 179).

Les lignes de rupture de pente qui marquent le pied et le sommet des versants ne peuvent s'expliquer que si nous considérons comment s'accomplit le modelé du terrain. Dans le cas de la vallée à fond plat, nous constaterons que la rivière (fig. 179, A), au lieu de creuser, dépose des matériaux arrachés à son cours supérieur sur tout le fond de la vallée, tandis que les versants sont soumis à l'érosion

1. Quelques-unes de ces minutes ont été publiées dans les *Cahiers du service géographique de l'armée*, puis dans l'ouvrage du Général Berthaut : *Topologie* [24].



proprement dite : ruissellement des eaux pluviales et creusement de petits vallons affluents. Le modelé d'érosion est donc dans ce cas le résultat de deux processus différents : l'attaque des versants par l'érosion proprement dite, et l'accumulation ou alluvionnement. Dans un district de roches homogènes, les ruptures de pente correspondent au contact des régions où prédominent l'une ou l'autre de ces formes.

Dans le cas de la vallée en gorge creusée dans un plateau calcaire, c'est l'érosion proprement dite qui prédomine le long du thalweg. Sur un plateau fissuré, pas de ruissellement, les eaux pluviales s'infiltrent, pour reparaître au fond de la vallée après avoir circulé longtemps à travers un réseau de fissures et de cavernes. Leur action sur la surface ne se fait sentir qu'indirectement, comme contre-coup de l'érosion qu'elles exercent sur leurs conduits souterrains. Quant aux versants de la vallée, ils sont dans un équilibre instable, la roche à nu se décompose, perd son homogénéité et des éboulements se produisent, accentuant les escarpements. Il n'y a ici ni creusement, ni accumulation, c'est une troisième forme de l'érosion. Ce travail de désagrégation des roches est particulier aux versants de pente forte où la roche est à nu. Nous le retrouverions sur les parois des cirques de montagne, forme topographique très répandue dans les Alpes et les Pyrénées, et qui est caractérisée par des escarpements en arc de cercle entourant un fond relativement plat.

L'explication des ruptures de pente par les divers modes d'érosion répond à un grand nombre de cas et doit jouer un rôle important dans la morphologie terrestre. — Cette conclusion n'est pas la seule à laquelle nous nous trouvons amenés. Le sens du mot *érosion* s'élargit, en même temps que nous apparaissent des modalités différentes du processus qu'il désigne. Cette force, partout sensible à la surface du globe, et à laquelle on donne parfois aussi le nom de *dénudation*, peut être définie au sens le plus large : l'ensemble des actions externes qui modifient incessamment les formes du relief terrestre et d'où dépendent les détails du modelé topographique. Les rivières sont l'agent le plus actif de démolition, de transport et d'accumulation, c'est à leur œuvre qu'on applique plus particulièrement le mot d'*érosion*. Mais les vents exercent aussi des actions de transport pour lesquelles on a proposé le terme de *déflation*; ils sont même capables de creuser directement (*corrasion*). Les glaciers et les mers sont aussi des agents d'érosion et de transport; mais on n'a pas encore réussi à faire adopter un terme général pour désigner

leurs actions propres. On emploie parfois le mot d'*érosion subaérienne* pour désigner spécialement l'érosion fluviale.

Les familles de formes topographiques; importance du climat. — La distinction entre les divers modes d'érosion a une importance géographique extrême, que l'expérience topographique raisonnée suffit à montrer, pourvu qu'elle s'étende à des pays différents et assez éloignés. Les topographes américains transportés de la région atlantique dans les hauts plateaux désertiques des Montagnes Rocheuses, nos officiers quittant les plaines et les montagnes françaises pour le Sud Algérien, ont retrouvé les mêmes formes élémentaires, mais ils n'ont pas pu ne pas remarquer que leur aspect et surtout leur manière de s'associer changeaient avec le climat. GILBERT [11] et DE LA NOË [8] ont noté que, toutes choses égales d'ailleurs, les versants des vallées sont plus raides dans les climats secs que dans les climats à pluies suffisantes. C'est que l'érosion et l'accumulation ne s'y font pas de la même façon. *Le climat est* donc *un des facteurs du relief*, et non le moins important.

Son rôle consiste à assurer la prépondérance à tel ou tel mode d'érosion, à l'exclusion parfois de tous les autres. Il en résulte la répétition indéfinie de certaines formes élémentaires, qui peuvent exister ailleurs, mais qui constituent là seulement des associations, imprimant à la région un cachet spécial. Ainsi presque tous les pays nous offriront des dunes localisées au bord de la mer, des lacs glaciaires avec roches moutonnées dans les hautes montagnes, des pentes extraordinairement ravinées rappelant les *bad lands* dans les montagnes argileuses imprudemment déboisées. Mais les dunes ne s'étendent sur de vastes espaces et ne deviennent la forme de relief prédominante que dans les régions désertiques; — les lacs glaciaires et les roches moutonnées ne deviennent l'élément dominant de toute la topographie que dans des régions froides, soumises encore il y a peu de temps à une extension glaciaire semblable à celle du Groenland actuel; — les *bad lands* ne s'étendent sur de vastes espaces que dans les régions de climat assez sec pour proscrire entièrement la végétation forestière.

Il existe des familles de formes topographiques qu'on retrouve toujours associées, lorsque sont réalisées, ou ont été récemment encore réalisées, les mêmes conditions de climat, c'est-à-dire lorsque tel ou tel mode d'érosion, a, ou a eu tout récemment, la prépondérance.

La famille des formes d'érosion fluviale est la plus répandue, celle dont les lois d'évolution sont les plus régulières et qui doit être étu-

diée la première. *La famille des formes glaciaires* est plus anormale, mais encore relativement très répandue, grâce au refroidissement qui permit aux glaciers de s'étendre récemment sur un tiers de l'Europe et de l'Amérique du Nord. *La famille des formes éoliennes* couvre elle-même une étendue plus grande qu'on ne le pense à la surface du globe.

On peut distinguer encore une quatrième *famille* de formes, qui s'observe sur les bords de la mer et des grands lacs, c'est celle *des formes littorales*. Elle est caractérisée par la raideur extrême des pentes de roche en place, due au mode particulier d'action de l'érosion des vagues, et par l'évolution rapide des formes d'accumulation. Sa prédominance n'est pas due, comme dans les autres cas, à des différences de climat, mais le plus souvent au dessin géographique général, déterminé par les déformations d'ensemble de la surface terrestre, qui ont localisé les dépressions océaniques et les reliefs continentaux. Cependant des changements de climat peuvent modifier la répartition de l'érosion littorale. Lorsque les géologues américains abordèrent l'étude des hauts plateaux désertiques des Montagnes Rocheuses, ils furent surpris d'y retrouver sur des espaces immenses toutes les formes littorales caractéristiques des rivages maritimes : falaises, barres alluviales, deltas, etc. Ils en conclurent à l'existence d'anciens lacs, formés pendant l'époque quaternaire, où les précipitations étaient beaucoup plus abondantes : lac Bonneville, lac Lahontan (voir 3e partie chap. IV).

Quel que soit le mode d'érosion qui domine, son action peut s'exercer sous trois formes faciles à distinguer. Les rivières, les glaciers, les vents. les mers et les lacs, suivent toujours dans leur attaque des continents la même tactique : décomposition des roches, creusement ou sapement, transport et accumulation des débris. Mais ces diverses actions ne se font pas partout sentir également, et les associations de formes qui en résultent sont faciles à reconnaître. Si l'on pouvait dresser une carte des régions où dominent les divers modes d'érosion, on aurait en même temps un aperçu de l'extension des principales familles de formes du relief.

La figure 180 représente un essai de ce genre; il est intéressant de le rapprocher de la carte des climats. On remarquera une concordance frappante entre l'extension des formes glaciaires et les climats océaniques tempérés et froids à l'exclusion des climats continentaux, entre celle des régions de décomposition chimique prédominante et les climats humides, tempérés et chauds. entre celle des actions éoliennes et les climats désertiques. Une plus grande extension des

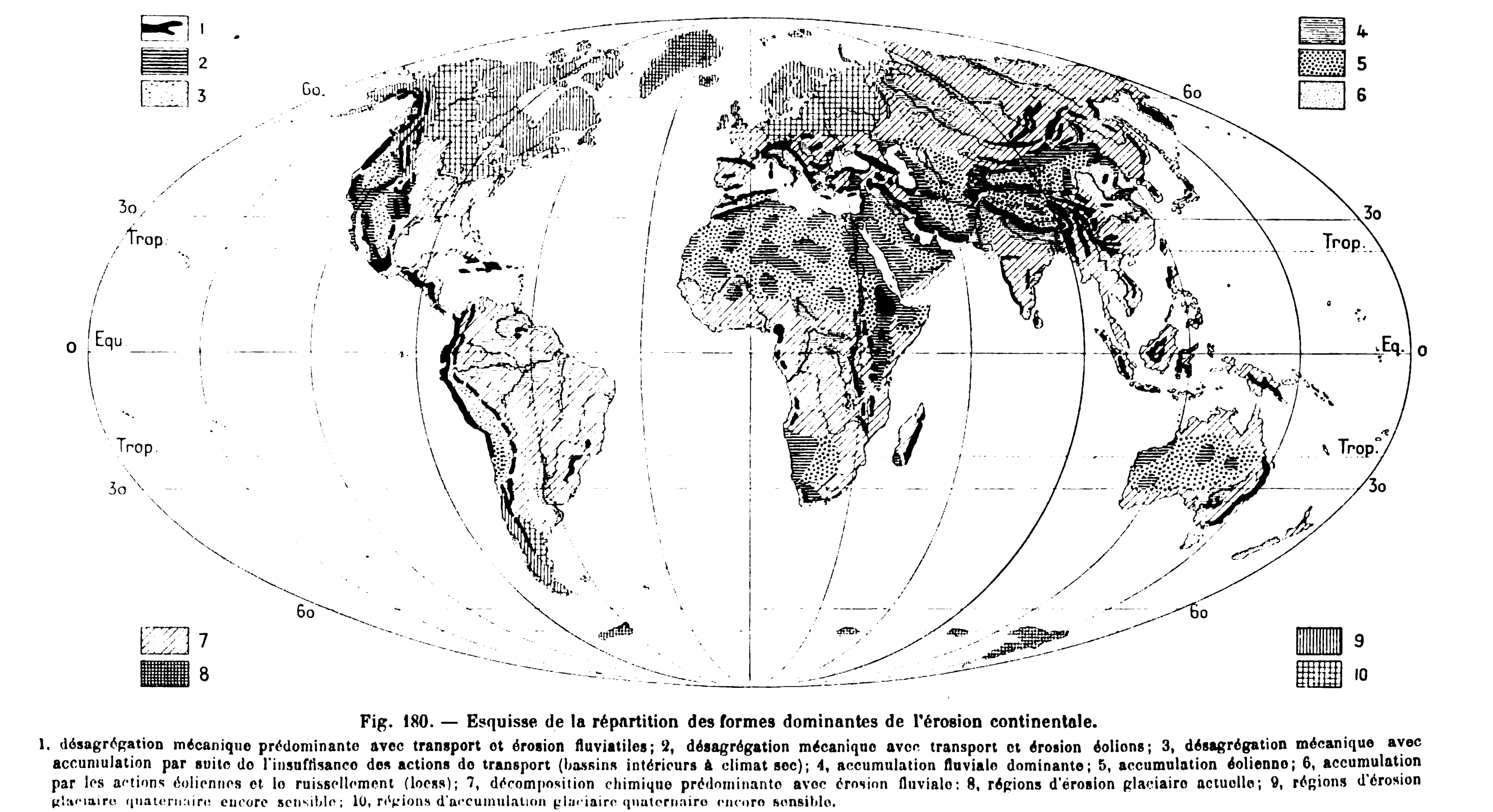


Fig. 180. — Esquisse de la répartition des formes dominantes de l'érosion continentale.

1. désagrégation mécanique prédominante avec transport et érosion fluviatiles; 2, désagrégation mécanique avec transport et érosion éoliens; 3, désagrégation mécanique avec accumulation par suite de l'insuffisance des actions de transport (bassins intérieurs à climat sec); 4, accumulation fluviale dominante; 5, accumulation éolienne; 6, accumulation par les actions éoliennes et le ruissellement (loess); 7, décomposition chimique prédominante avec érosion fluviale; 8, régions d'érosion glaciaire actuelle; 9, régions d'érosion glaciaire quaternaire encore sensible; 10, régions d'accumulation glaciaire quaternaire encore sensible.

déserts avant l'époque quaternaire n'est pas invraisemblable, et pourrait expliquer certaines particularités du relief des régions tropicales. On sait que l'extension quaternaire des glaciers a laissé des traces évidentes sur près d'un tiers de l'Europe et de l'Amérique du Nord. La persistance de l'empreinte imprimée au modelé par un climat déterminé, même après sa disparition, est un des faits les plus curieux révélés par les études morphologiques.

Stade préparatoire de l'érosion; décomposition chimique. — Les divers modes d'érosion ont toujours le même point de départ, la décomposition des roches. Il y a là comme un stade préparatoire commun. Sous tous les climats, dans toutes les conditions, nous voyons les roches se désagréger plus ou moins lentement, préparant les matériaux qui serviront, soit aux rivières, soit aux glaciers, soit aux vents, soit aux eaux marines, pour accomplir leur double travail de destruction et d'accumulation. Toutefois il y a une distinction importante à faire entre la *décomposition chimique* et la *désagrégation mécanique* [Richthofen, 13]. La prédominance de l'un ou de l'autre de ces processus dépend du climat, et les formes qui en résultent ne sont pas les mêmes.

La décomposition chimique est la dissolution lente et continue par l'eau circulant dans le sol d'une partie des éléments minéraux de la roche. La désagrégation mécanique est au contraire un processus violent, par lequel la roche éclate sous l'influence des variations de température en fragments plus ou moins gros.

La décomposition chimique est non seulement plus continue dans son action, mais plus universellement répandue à la surface du globe. Sous tous les climats elle joue un rôle important, sauf dans les régions désertiques, où l'humidité de l'air et du sol est réduite à sa plus simple expression, et dans les montagnes, où la désagrégation mécanique trop active ne lui laisse guère le temps d'attaquer les couches superficielles. En général, elle est d'autant plus rapide que le climat est plus humide et plus chaud. On a souvent cité l'exemple de cet obélisque de syénite, qui se dressait en Égypte depuis plusieurs milliers d'années sans qu'on remarquât la moindre altération de ses inscriptions, et qui, transporté à New-York, était couvert au bout de trente ans d'une croûte épaisse de décomposition [Julien, 16]. Dans les régions tropicales humides (Brésil), on trouve des arènes de décomposition atteignant 50 mètres de profondeur [Branner, 15]. Dans la zone tempérée, les sols sont surtout profonds dans les pays à climat océanique (cf. fig. 180).

Sous un même climat, les effets de la décomposition chimique varient suivant la nature des roches attaquées. On conçoit qu'elle pénètre plus profondément dans les roches perméables (grès, calcaires), que dans les roches imperméables (schistes, marnes). L'eau, qui agit surtout par l'acide carbonique qu'elle renferme, attaque de préférence les composés de la chaux. Si l'on range les roches suivant leur degré de solubilité (gypses, calcaires, dolomies, basaltes, granites), les premières seront les plus rapidement décomposées. A l'autre bout de l'échelle, on peut placer les grès siliceux, les porphyres, les schistes (cf. chap. IV).

Il est bon d'insister sur l'importance géographique de la décomposition chimique. Son étude est nécessaire pour expliquer la formation des sols, et se rattache ainsi à la géographie des plantes (Voir 5e partie, chap. III). Le rôle physique des produits de la décomposition chimique est aussi capital. Leur accumulation sur les pentes peu inclinées protège le sous-sol contre la décomposition mécanique et le ruissellement. Une topographie molle, sans angles saillants ni traits heurtés, caractérise les régions à sol profond [RUSSEL, 17]. Quand la pente est trop forte et que le ruissellement emporte les produits de la décomposition chimique, ceux-ci deviennent l'auxiliaire le plus précieux des eaux courantes dans leur travail de creusement. Leur entraînement met à nu la roche et offre une nouvelle prise aux actions météoriques; le relief montre dans ce cas une grande diversité d'aspects suivant la nature des roches. C'est la collaboration d'une décomposition chimique rapide et d'un ruissellement également actif qui explique certaines formes spéciales : chaos de blocs arrondis des régions granitiques, ciselures délicates des calcaires connues sous le nom de lapiez, etc. (cf. chap. IV).

L'accumulation ou l'entraînement des produits de la décomposition chimique ne dépendent pas seulement de la pente, mais aussi de la végétation. Un sol gazonné, un sol boisé surtout, résistent au ruissellement et peuvent se maintenir sur des pentes dépassant 25°. On sait les résultats déplorables du déboisement dans les montagnes : ravinement des cultures et des pâturages, débâcle de torrents ensevelissant les champs et les villages sous les débris arrachés aux pentes découvertes.

Désagrégation mécanique. — La désagrégation mécanique prédomine sous les climats extrêmes. Cest en effet aux variations de la température qu'elle est due. La dilatation, sous l'influence de chaleurs très fortes, suivie de contraction sous l'influence du froid, peut amener un éclatement de la surface du roc, d'où se détachent comme des écailles. Les voyageurs qui ont parcouru les régions les plus chaudes de l'Afrique nous parlent de bruits secs, comme des coups de pistolet, annonçant aux heures les plus brûlantes l'éclatement des écailles à la surface du granite [WALTHER, 20]. Toutes les roches ne sont pas également soumises à ce mode de décomposition. Celles

de couleur sombre emmagasinent plus de chaleur. Les roches composées de cristaux de couleurs différentes, comme le granite, sont particulièrement attaquées.

Ce sont les pays désertiques et les hautes montagnes qui offrent les plus beaux exemples de ces phénomènes (v. fig. 180). Ici, en effet, la sécheresse et la transparence de l'air augmentent la puissance de l'insolation ; là, l'oscillation de la température du sol est rendue plus forte par la raréfaction de l'atmosphère (voir 2e partie, chapitre VIII). Mais, dans la haute montagne, un nouvel élément entre en jeu : c'est l'influence du gel, qui dilate l'eau contenue dans les roches et peut ainsi faire éclater, comme par un coup de mine, les blocs les plus résistants. Ainsi s'explique que les sommets alpins soient parfois formés d'un amoncellement de blocs anguleux, dont l'écroulement constant perpétue les formes déchiquetées des pics et des crêtes (pl. V, A).

Les mêmes aspects se retrouvent même en plaine dans les régions polaires non recouvertes de glace. De véritables déserts de pierre couvrent de vastes étendues dans le Nord du Canada, la Laponie, le Spitzberg [25]. On peut admettre avec LOZINSKI [26] que bon nombre de chaos de rochers signalés dans l'Europe centrale se sont formés à une époque de climat plus froid, où la décomposition mécanique était plus active qu'actuellement, probablement au moment de la grande extension glaciaire quaternaire.

Quant aux formes superficielles décrites sous le nom de *sols polygonaux* (Polygonboden) dans les pays arctiques notamment au Spitzberg [HÖGBOM, 25], elles sont le résultat des alternatives de gel et de dégel du sol opérant un véritable triage entre les éléments fins et les éléments grossiers du sol. Les pierres se rassemblent en formant des bourrelets saillants disposés en ronds accolés de l'effet le plus curieux (planche VI *ter*).

Formes topographiques dues à la désagrégation mécanique. — La décomposition chimique tend à alourdir les traits du modelé, empâtant en quelque sorte toutes les formes. La désagrégation mécanique crée au contraire une topographie heurtée. Là où elle domine, les pentes sont en général plus fortes que partout ailleurs. Elles approchent même souvent de la verticale, formant ce qu'on appelle des *escarpements*.

Tout escarpement est le siège d'une désagrégation active des roches. Les débris s'écroulent constamment, offrant une nouvelle prise aux intempéries, et s'accumulent en formant des talus adossés à l'escarpement et plus ou moins soudés latéralement entre eux. Ce sont les *éboulis* (pl. V, B).

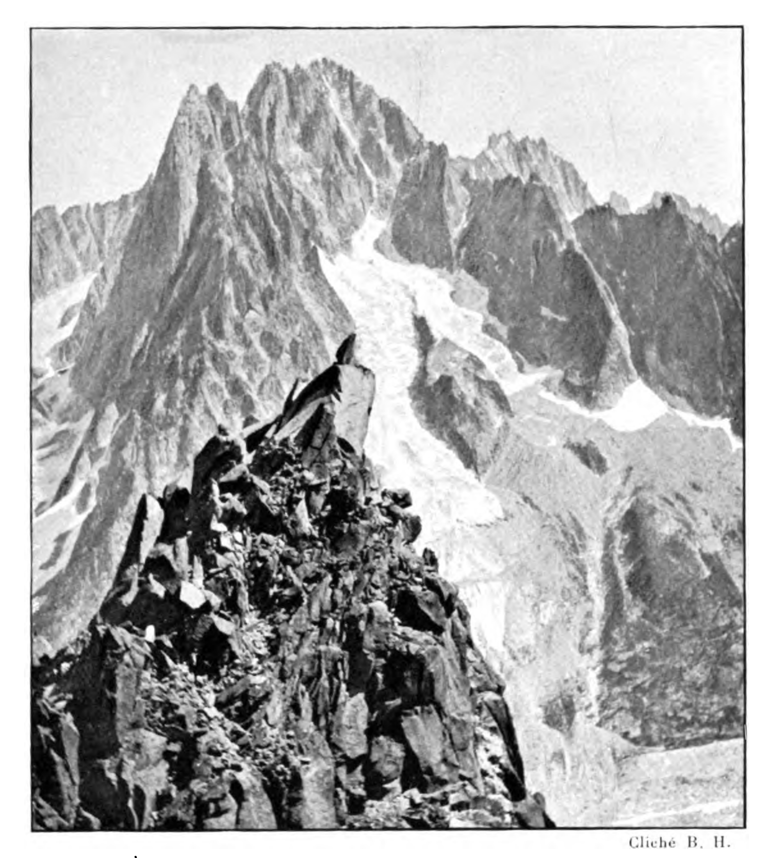
La pente des talus d'éboulis dépend uniquement de la grosseur

des matériaux, car l'eau s'y infiltrant ne peut les façonner. Elle atteint jusqu'à 36° dans les hautes montagnes. Il y a éboulement toutes les fois que la surface de la roche désagrégée présente une pente supérieure à celle qui correspond au talus d'éboulis formé de ses matériaux. La nature des roches influe sur la production des éboulis, plus abondants en général dans les régions de roches perméables (calcaires, grès, granites). Dans les montagnes calcaires, les ouéblis peuvent aller jusqu'à ensevelir le relief presque jusqu'au sommet. Les régions déboisées des Alpes françaises en offrent de nombreux exemples : Dévoluy, Embrunais, Briançonnais (pl. VI). Les pentes d'éboulis y sont connues sous les noms de *casses*, *clapiers*, etc. Certaines régions granitiques des Alpes et des Karpates sont également remarquables à ce point de vue.

Le climat a une importance non moins grande que la nature des roches. Dans les régions humides, les éboulis sont entraînés par les torrents; leurs talus, minés par la base, tendent à se reformer par le haut. Quand les escarpements ont diminué ou disparu, la végétation s'établit sur les éboulis, devenus la proie de la décomposition chimique. Ils peuvent alors subir le modelé des eaux courantes et finiront par disparaître à peu près complètement comme formes topographiques. Au contraire, dans les régions sèches, surtout dans les climats désertiques, la circulation des eaux courantes n'existant pour ainsi dire pas, les produits de décomposition s'accumulent indéfiniment. Le fait est surtout frappant dans les régions privées d'écoulement vers la mer, comme les plateaux de l'Asie centrale et des États-Unis occidentaux (cf. fig. 180). On peut voir alors les reliefs montagneux à demi ensevelis sous les produits de leur décomposition.

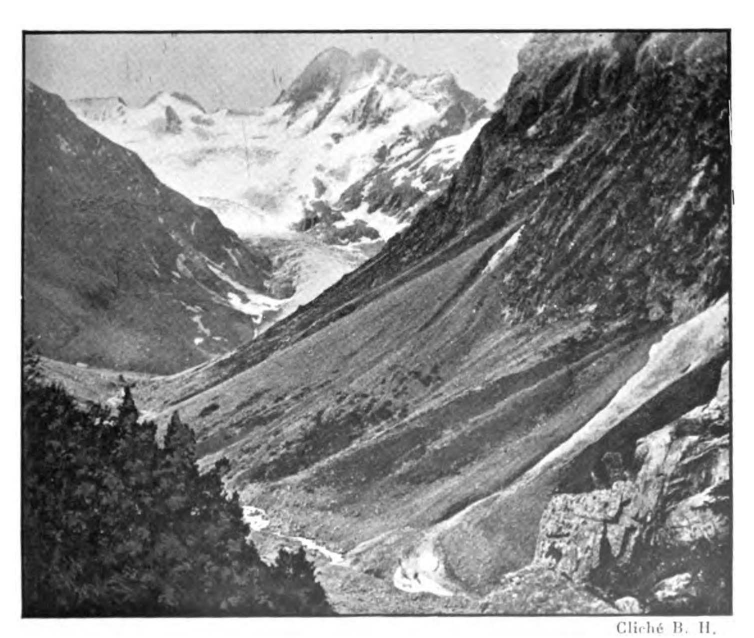
L'exploration des régions arctiques a révélé des formes d'éboulis très curieuses pour lesquelles on a proposé le nom expressif de *rockglaciers* (glaciers de pierres) [27]. Ce sont de véritables coulées de blocs anguleux, qui, dans l'Alaska par exemple, descendent de niches ressemblant aux cirques glaciaires et s'écoulent lentement vers l'aval (planche VI *bis*). La semi-fluidité de la masse est due à l'infiltration de l'eau soumise à des alternatives de gel et de dégel. Le rockglacier a dû succéder à un véritable glacier. On en trouve encore des exemples dans les parties les plus élevées des Montagnes Rocheuses. Il est probable que bien des dépôts dont la nature morainique reste douteuse dans les Karpates et les montagnes de l'Europe centrale sont d'anciens rockglaciers.

Éboulements. — Dans les éboulis proprement dits le mouvement est imperceptible, le renouvellement des débris par la chute des produits de décomposition se fait graduellement. Il peut y avoir, dans les régions de fortes pentes attaquées par la décomposition des



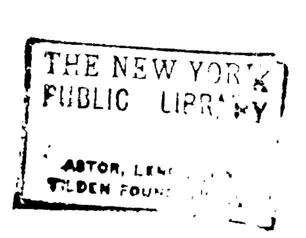
Cliché B. H.

A. — L'AIGUILLE VERTE VUE DES CHARMOZ (MASSIF DU MONT BLANC).
Au premier plan, on observe l'éclatement et l'écroulement des blocs ;
Au dernier plan, l'ensemble des formes hardies qui résultent de ce processus.



Cliché B. H.

B. — VALLON DU GLACIER DE LA PILATTE (MASSIF DU PELVOUX).
Talus d'éboulis se confondant à leur base. Commencement de fixation par la végétation.
Au premier plan, couloir d'avalanche avec talus de neige.





Cliché Kilian.

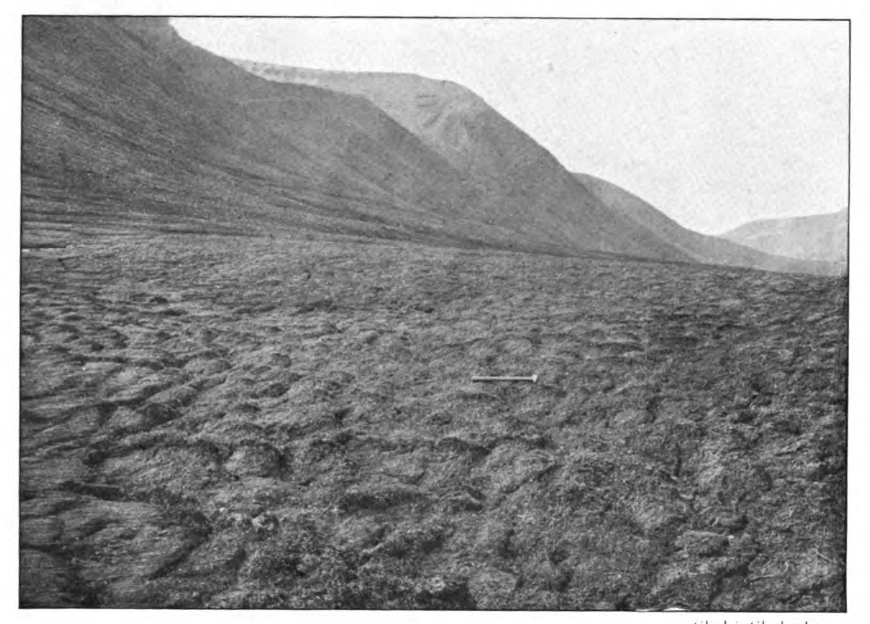
ROCHEBRUNE (HAUTES-ALPES).

Sommet de calcaire triasique, exemple de l'enfouissement de hauts sommets alpins sous les éboulis.



Cliché Cross (U. S. Geological Survey).

COULÉE D'ÉBOULIS MOUVANTS, TYPE DES " ROCK GLACIERS ".
Silver Basin dans les San Juan Mountains (Col.) États-Unis.



Cliché Cholnoky.

A. — SOLIFLUCTION SUR UNE PENTE INCLINÉE (SPITZBERG).

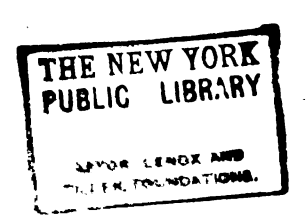
Bourrelets indiquant le mouvement du sol vers l'aval. Un marteau donne l'échelle.



Cliché Miethe.

B. — SOL POLYGONAL AU SPITZBERG (KINGS BAY).

Aspect naturel des sols détritiques gelés en terrain plat.



roches, des mouvements du même genre, mais de nature catastrophique. On connaît dans les hautes montagnes de nombreux exemples de montagnes écroulées d'un seul coup en engloutissant parfois des villages (cf. 1[re] partie, chap. IV). C'est pour ces accidents qu'il convient de réserver le nom d'*éboulements*.

Les formes topographiques qui en résultent n'ont pas la régularité des talus d'éboulis, qui descendent relativement lentement et par des chemins toujours les mêmes. Les matériaux très grossiers produits par la dislocation de la masse écroulée sous la violence du choc s'entassent pêle-mêle en donnant une topographie chaotique, qui n'est pas sans ressemblance avec celle des moraines anciennes (cf. pl. II).

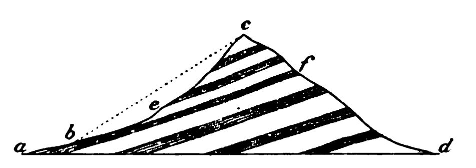


Fig. 181. — Conditions des éboulements.

Les conditions de catastrophes de ce genre ont été bien étudiées par Heim [22] et Neumayr [23]. Elles sont fréquentes dans les massifs de roches sédimentaires plissées offrant une alternance de lits argilo-schisteux et de bancs calcaires ou gréseux. Les eaux d'infiltration imprégnant le contact, l'homogénéité du sol est détruite et tout le paquet de couches supérieur à cette surface glissante peut être entraîné par son poids, d'un mouvement d'abord lent, qui finit par un écroulement brusque et général.

La figure 181 montre que l'éboulement ne se produira pas sur le versant incliné en sens contraire de la pente des couches (*cfd*). Sur l'autre versant il ne sera à craindre qu'à partir du moment où l'érosion aura abaissé le profil *abc*, de façon à lui donner la forme *abec*, dans laquelle la pente *ec* est supérieure à l'inclinaison des couches. Tout le paquet *cef* pourra alors glisser sur la surface *ef*, et finira par s'écrouler sur la pente *abe*.

Les éboulements peuvent se produire aussi dans des montagnes de roches massives et même dans des régions sédimentaires sur le versant opposé à la pente des couches. Mais pour cela il est nécessaire que la pente du versant soit beaucoup plus forte et approche de la verticale. C'est le cas dans les massifs calcaires soumis à l'érosion souterraine (v. pl. I, A), dans les vallées glaciaires surcreusées, ou enfin sur les falaises au bord de la mer (pl. XXXIV, A). Le décollement se fait alors suivant des fentes verticales ou perpendiculaires à la schistosité (diaclases), produites par les pressions orogéniques, mais élargies par la décomposition chimique et mécanique.

---

1. — Ritter (K.). Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Erdkunde. Berlin, 1832; trad. française, Paris, 1850.
2. Humboldt (A. von). Versuch die mittlere Höhe der Kontinente zu bestimmen. *An. d. Physik.*, LVII, 1842, p. 407 (cf. De quelques phénomènes qu'offrent les Cordillères des Andes de Quito et la partie occidentale de l'Himalaya. *An. d. Sc. natur.*, IV, 1825).
3. — Sonklar (C.). Allgemeine Orographie. Wien, 1873, in-8°, XII + 254 p.

4. — KORISTKA. Studien über die Methoden und die Benutzung hypsometrischer Arbeiten. Gotha, 1858, in-4°, x + 107 p., 2 pl.

5. — FINSTERWALDER (S.). Ueber den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. *Sitzber. Bayer. Ak. der Wiss., Math.-Phys. Cl.*, XX, 1890, p. 35-82.

6. — ROHRBACH. Ueber mittlere Grenzabstände. *P. M.*, XXXVI, 1890, p. 76 et 89.

7. — PENCK (A.). Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart, 1894, t. I, p. 30-95.

8. — DE LA NOË (G[al]) et MARGERIE (Emm. de). Les formes du terrain. Paris, 1888, in-4°, VIII + 205 p., et atlas de 49 pl.

9. — LESLEY (J. P.). Manual of coal and its topography. Philadelphia, 1856. (sp. chap. III et IV, p. 121-187).

10. — GANNET (H.). A manual of topographic methods. *U. S. Geol. Surv. Monographs*, n° XXI, 1893 (sp. 2e partie).

11. — GILBERT (K.). Geology of the Henry Mountains (*Powell Rep. Geol. of the Rocky Mountains*, 1877), chap. V. Land sculpture.

12. — RAMSAY (A. C.). The physical geology and geography of Great Britain. London, 1864, 6e éd., 1894, in-12, 421 p.

13. — RICHTHOFEN (F. von). Führer für Forschungsreisende. Hannover, 1886, in-8°, 734 p. (sur la décomposition des roches, spéc. p. 89-111).

14. — SUESS (E.). Das Antlitz der Erde. 3 vol. in-8°, 1885-1888-1901. Trad. fr. sous la direction de Emm. de Margerie, 3 vol. in-8°, Paris, 1897-1900-1902.

15*. — BRANNER. Decomposition of rocks in Brazil. *Bul. Geol. Soc. of America*, VII, 1896, p. 255-314, pl. 10-14, 3 fig.

16*. — JULIEN (A.). Study of the New-York obelisk as decayed boulder. *An. New-York Ac. Sc.*, VIII, 1893-95, p. 93-166.

17*. — RUSSELL (I.). Subaerial decay of rocks. *Bul. U. S. Geol. Surv.*, 1889, p. 537-597, 5 pl.

18. — TILLO (A. von). Die geographische Verteilung von Grund und Boden. *P. M.*, 1893, p. 17.

19. — HILGARD. De l'influence du climat sur la formation et la décomposition des sols. Trad. Vilbouchevitch, Nancy, 1884, in-8°, 128 p.

20*. — WALTHER (J.). Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin, 1900, in-8°, 175 p. (contient des données sur la décomposition mécanique).

21. — VAN HISE (C. R.). A treatise on metamorphism. *U. S. Geol. Surv. Monographs*, n° XLVII, 1286 p., Washington, 1904 (Étudie toutes les formes de décomposition des roches cristallines).

22. — HEIM (A.). Der Bergsturz von Elm. *Z. d. D. Geol. Ges.*, 1882, p. 74 et 435.

23. — NEUMAYR (M.). Ueber Bergstürze. *Z. D. Œst. Alpenver.*, XX, 1889, p. 19-56.

24. — G[al] BERTHAUT. Topologie, étude du terrain. Paris Impr. du Service Géographique, 1909-1910 (non dans le commerce), in-4°, 674 p., 265 pl. en 2 volumes.

25. — HÖGBOM (B.). Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes aus Spitzbergen. *Bul. Geol. Inst. Upsala* IX, 1908-09. Upsala, 1910, p. 52 sq. — cf. MIETHE, PENCK, SPETHMANN, MEINARDUS. Diskussion über Bodenfluss, *Z. Ges. f. Erdk.* Berlin, 1912, p. 241-270.

26. — LOZINSKI (W.). Ueber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bul. Ac. Sc. Cracovie*, Classe des Sc. math. et nat., 1909, p. 10.

27. — HOWE (E.). Landslides in the San Juan Mountains. Colorado. *U. S. Geol. Surv. Prof. paper* 67. Washington, 1909, 55 p., 20 pl. — Cf. CAPPS (S. R.). Rock Glaciers in Alaska. *J. of Geol.*, XVIII, 1910, p. 359-375.

28. — SALISBURY (R. D.) and ATWOOD (W. J.). The interpretation of topographic maps. *U. S. Geol. Surv. Prof. paper 60*. Washington, 1908, in-4°, 84 p., 170 pl.

CHAPITRE III

LE CYCLE DE L'ÉROSION FLUVIALE

Développement historique des idées sur l'érosion fluviale. — Le premier auteur qui formula nettement les lois de l'érosion des eaux courantes fut un ingénieur français, SURELL, dont les *Études sur les torrents des Hautes-Alpes*, parues en 1841, contiennent déjà les principes essentiels de l'*érosion remontante*, du *niveau de base*, du *profil d'équilibre*. Ces idées, inspirées par l'observation de la nature et la pratique de la lutte contre les torrents, restèrent longtemps lettre morte pour les géographes. Les vallées étroites étaient encore envisagées comme la trace de dislocations; les atlas perpétuaient la notion fausse de l'existence de montagnes séparant tous les bassins fluviaux. L'ouvrage du naturaliste suisse RÜTIMEYER, *Uber Thal- und Seebildung*, paru en 1869, est un des premiers essais qui appelèrent l'attention sur l'importance de l'érosion, en montrant l'invraisemblance de la théorie des vallées de fracture. L'exploration des Montagnes Rocheuses, de leurs gorges fantastiques et de leurs vallées démesurées éveilla les mêmes idées chez les géologues américains. DANA avait dès 1850 signalé le rôle des eaux courantes dans le modelé; vers 1875, POWELL [4] et GILBERT [5] donnent un exposé très suggestif des lois de l'érosion.

Un mouvement analogue se dessine en même temps en Suisse et en Allemagne. PHILIPPSON (1885) montre l'instabilité des lignes de partage des eaux et le remaniement constant du réseau hydrographique [6]. RICHTHOFEN rapporte de ses voyages en Asie des idées nouvelles sur les rapports de l'érosion avec la géologie, qui passent dans son Guide de l'Explorateur (1886). HEIM avait déjà appliqué ces idées aux Alpes [3]. En France, l'ouvrage classique de DE LA NOË et DE MARGERIE : *Les Formes du Terrain*, représente le premier essai de synthèse scientifique rigoureuse des lois de l'érosion (1888).

Ces œuvres fondamentales, parues successivement dans l'espace de quinze ans, sont maintenant assez répandues pour qu'il ne soit plus besoin de combattre les vieilles erreurs. Le temps fera disparaître peu à peu les dernières traces de l'illusion, qui faisait chercher une fracture ou une faille pour expliquer toute vallée transversale. Déjà ces idées ne se rencontrent plus que dans les récits de voyageurs dépourvus d'éducation géographique.

Ruissellement et torrents. — La forme élémentaire de l'érosion des eaux courantes est le ruissellement. On dit qu'il y a *ruisselle-*



ment, lorsque l'eau s'écoule à la surface du sol, sans suivre un chemin bien déterminé. C'est ce qui se produit sur les pentes très fortes et en terrain imperméable. Sous cette forme, l'érosion peut remanier assez activement la surface. Le sol meuble, produit de la décomposition chimique et mécanique des roches, est emporté, la roche est mise à nu et la décomposition recommence. Un ravinement élémentaire se produit : on voit se former un grand nombre de rigoles parallèles, qui partent d'en haut et finissent à mi-côte. L'aspect des terrains argilo-marneux imprudemment déboisés dans les Alpes est

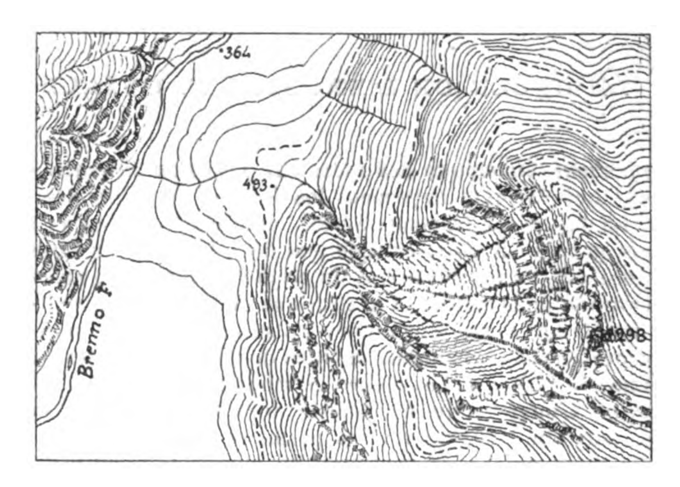


Fig. 182. — Torrent de Biasca. 1 : 75 000 (d'après la carte Suisse au 1 : 50 000).
On distingue très nettement le bassin de réception, le canal d'écoulement et le cône de déjection.

très caractéristique. Les schistes jurassiques dans les vallées de la Durance et du Buech forment des buttes instables burinées de ravines qui descendent radialement du sommet (pl. XVIII, C).

L'observation de ces faits est pour beaucoup dans l'idée fausse, assez répandue encore, que l'érosion descend des hauteurs. Cela n'est vrai que pour le ruissellement, qui est en quelque sorte l'érosion anarchique, non encore organisée. Il suffit de suivre pendant quelque temps, sur une pente déboisée, les progrès du ravinement, pour voir que l'érosion ne reste pas longtemps à ce stade primitif. Bientôt les rigoles parallèles confluent, des chenaux d'écoulement se dessinent jusqu'en bas, un ou deux prennent la prépondérance. Le torrent est constitué.

Les torrents formés sont des agents de destruction bien plus terribles que les rigoles, qui marquent les premiers essais de l'érosion. L'ingénieur Surell les voyant à l'œuvre dans nos Alpes, reconnut qu'on

pouvait y distiguer trois parties : le *bassin de réception*, où le ruissellement continue, mais où les rigoles convergent toutes vers le même point; le *canal d'écoulement*, vallée étroite et encaissée, par où s'écoulent les eaux ruisselant dans le bassin de réception, avec les matériaux qu'elles entraînent; et le *cône de déjection*, formé par l'accumulation des débris charriés à travers le canal d'écoulement, à son débouché dans la vallée principale (fig. 182).

Un torrent est un organisme qui fonctionne comme agent destructeur et accumulateur. L'érosion proprement dite s'exerce surtout dans le bassin de réception. C'est à l'accumulation qu'est dû le cône de déjection. Le canal d'écoulement est le siège d'un creusement linéaire d'autant plus actif, qu'il est parcouru par des eaux chargées de matériaux grossiers et que la pente y est très forte. L'observation montre que le creusement s'y produit *en remontant*, à partir de la vallée principale vers le bassin de réception, qui, de son côté, tend à s'élargir de plus en plus, comme une blessure faite au flanc de la montagne.

Loi de l'érosion remontante. — Cette loi, révélée à Surell par l'étude des torrents, c'est-à-dire des organismes hydrographiques les plus rudimentaires, s'applique à plus forte raison aux réseaux fluviaux régulièrement organisés, où le chenal d'écoulement tient la plus grande place et comprend un chevelu d'artères principales et secondaires, par où s'écoulent constamment des eaux.

L'intensité de l'érosion dépend d'un certain nombre de facteurs, dont l'importance relative ne peut sans doute être évaluée avec toute la précision des formules mathématiques, ainsi qu'on l'a essayé [Darcy, 11; Unwin, 12], mais peut cependant être grossièrement estimée. Le creusement du lit fluvial est dû au frottement de l'eau et des matériaux qu'elle charrie; il dépend donc de la masse des eaux et de leur vitesse, qui est directement fonction de la pente[1]. Dans le cas du ruissellement, la pente seule est à considérer, puisque l'eau s'écoule aussitôt tombée et sans chemin déterminé. Le torrent, en rassemblant les eaux dans son canal d'écoulement, localise déjà l'action des forces destructrices et l'on voit nettement que l'érosion est la plus forte là où s'écoule le plus grand volume d'eau. Dans les cours d'eau réguliers, c'est le volume d'eau qui donne surtout la mesure de la puissance de l'érosion. Or ce volume augmente de

1. D'après Darcy et Unwin, le frottement dépend aussi de la forme du lit, de sa profondeur moyenne et de la température des eaux. Mais le volume des eaux et la pente du thalweg sont les facteurs de beaucoup les plus importants.

l'amont vers l'aval. Le creusement doit donc être plus vite achevé à l'aval et remonter progressivement vers l'amont.

Les vallées désertiques font seules exception à cette règle, mais en confirmant la loi qui lie l'intensité du creusement au volume des eaux. Dans les montagnes du Sud-Algérien, ou du Nord du Mexique, la dissection profonde des pentes moyennes et le caractère inachevé des vallées dans les pentes inférieures s'expliquent en effet par la diminution du volume d'eau s'écoulant par les thalwegs, dès que la pente n'est plus assez forte pour contrebalancer l'infiltration et l'évaporation.

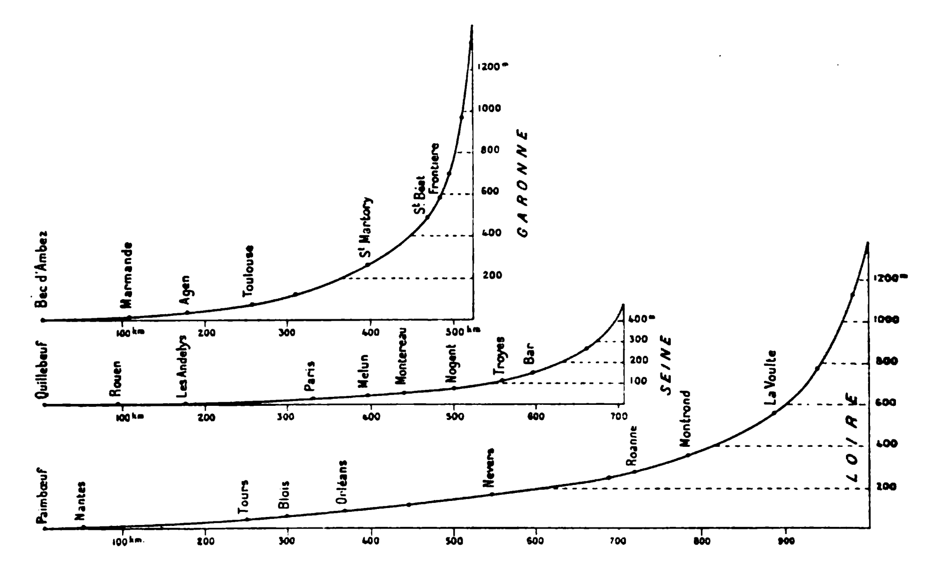


Fig. 183. — Profils des thalwegs de la Seine, de la Loire et de la Garonne, montrant l'analogie avec le profil d'équilibre idéal.

Profil d'équilibre et niveau de base. — Si, dans les conditions normales, le creusement du lit est réellement plus vite achevé dans le cours inférieur, la pente des rivières doit diminuer de l'amont vers l'aval. C'est ce qu'on constate en effet même pour les torrents. La comparaison des profils en long d'un certain nombre de cours d'eau montre qu'ils se rapprochent plus ou moins d'une courbe hyperbolique tangente au point le plus bas (fig. 183). Cette courbe schématique idéale a été appelée *profil d'équilibre*, à cause de l'écoulement constant et régulier qu'elle assure aux eaux (fig. 184).

Dans les conditions normales de l'érosion, il ne peut y avoir creusement au-dessous du point le plus bas de cette courbe. Ce point est, suivant l'expression maintenant consacrée, le *niveau de base* de l'érosion. Les fleuves débouchant dans l'océan ont pour niveau de

base la surface des mers, leurs affluents le thalweg du fleuve principal à leur embouchure; les cours d'eau débouchant dans un lac ont comme niveau de base la surface de ce lac.

On admet généralement que dans un même bassin fluvial il n'y a pratiquement qu'un seul niveau de base, puisque le niveau de base des affluents descend au fur et à mesure que s'approfondit le thalweg du cours d'eau principal, jusqu'au moment où est atteint le profil d'équilibre. Les lacs eux-mêmes sont, comme on l'a vu (2e partie, ch. IV) des traits passagers de la physionomie du globe. Il n'y aurait donc en définitive qu'un seul niveau de base pour tout l'ensemble des régions drainées vers la mer, et ce niveau est ce qu'il y a de plus stable à la surface du globe. Il est d'autant plus important de ne point oublier qu'une bonne partie de la surface des continents est privée d'écoulement vers la mer.

Ces régions sont dans une situation toujours anormale. Lorsque l'absence de drainage est due à la sécheresse du climat, les transformations de la

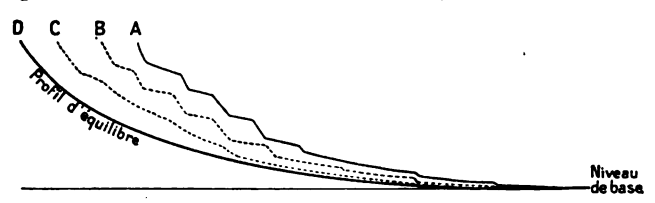


Fig. 184. — Profil d'équilibre et niveau de base.
A, B, C, profils successifs de plus en plus réguliers. La courbe idéale est plus vite atteinte vers l'aval. Le développement du profil fait reculer la source.

surface sont souvent plutôt dues à l'érosion éolienne qu'à l'érosion fluviale. Quand c'est la disposition du relief qui empêche l'écoulement vers la mer, l'érosion fluviale agit encore dans des conditions anormales, car chaque bassin intérieur a son niveau de base et ce niveau n'est pas fixe. La Mer Caspienne, qui reçoit les eaux d'une région aussi grande que toute l'Europe centrale se trouve actuellement à 26 mètres au-dessous du niveau des océans; le lac d'Aral, dont l'aire de drainage est presque aussi grande, varie constamment de niveau et est actuellement à 73 mètres au-dessus de la Caspienne. Dans l'Asie centrale, l'Ouest des États-Unis, les Andes, se trouvent de vastes bassins intérieurs, dont les points les plus bas sont à plusieurs milliers de mètres au-dessus des océans.

Il serait désirable qu'on pût fixer avec précision l'étendue des bassins intérieurs. Un calcul approximatif suffit pour montrer qu'elle est très grande. La proportion est d'environ 30 p. 100 en Afrique, et de 25 p. 100 en Eurasie (Europe et Asie). Près d'un quart de l'ensemble des continents est privé d'écoulement vers la mer, plus d'un sixième appartient à des bassins intérieurs sans niveau de base fixe.

Pour éviter toute confusion il faut encore noter que, si le niveau de base est un fait, le profil d'équilibre est une notion théorique, c'est exactement la limite vers laquelle tend le profil du cours d'eau. Seuls les grands fleuves s'en rapprochent sensiblement. Les irrégularités du profil sont en général plus grandes dans les cours d'eau secondaires. Leur interprétation est un des procédés d'analyse les plus instructifs dans l'étude de la genèse des formes du relief et du réseau hydrographique.

On constate qu'elles coïncident souvent avec une ligne de rupture de pente topographique, déterminée par une différence de dureté des roches. D'autres fois elles révèlent des dislocations tectoniques ou des mouvements du sol que la topographie ne permet pas de soupçonner. Le cas n'est pas rare, même de cours d'eau importants, dont la pente augmente légèrement vers leur embouchure; on peut y voir la trace d'un changement du niveau de base. Les brisures du profil longitudinal peuvent aussi mettre sur la voie de changements hydrographiques récents. Lorsqu'un fleuve vigoureux détourne un affluent d'un bassin voisin, le cours d'eau capturé doit modifier son profil pour s'accommoder à son nouveau niveau de base; ce travail demande un certain temps pour s'achever.

Ces remarques suffisent pour montrer l'intérêt que présenterait la publication à grande échelle de tous les profils de cours d'eau exactement relevés. La Suisse a donné l'exemple [13], suivi depuis peu par la France pour les cours d'eau des Alpes [14]. Emm. de Margerie a signalé tous les profils publiés récemment dans l'Europe occidentale [34].

Procédés de l'érosion linéaire. Rapides et chutes; marmites. — Le travail de l'érosion tend à faire disparaitre les irrégularités du profil en long. Toute rupture de pente est en effet un obstacle à l'écoulement régulier des eaux. Si la dénivellation est trop forte, l'équilibre de la surface liquide est rompu, des vagues se forment, ce sont les *rapides*. Aux basses eaux, les irrégularités du fond du lit peuvent se révéler, des récifs apparaissent. Les rapides sont un grand obstacle à la navigation; on en observe encore sur de grands fleuves, lorsqu'ils traversent une région de roches particulièrement résistantes, ainsi sur le Danube (Portes de Fer). Des sommes énormes ont dû être dépensées pour permettre de les franchir en toutes saisons. En Afrique, les rapides du Bas Congo sont tournés par un chemin de fer construit par les Belges.

Quand les irrégularités du lit sont plus fortes encore, il se produit une rupture dans la masse des eaux, qui s'écroulent avec fracas en une ou plusieurs *chutes* ou *cataractes*. La brisure du profil atteint en une seule fois 50 mètres aux célèbres cataractes du Niagara, 60 mètres aux chutes Victoria du Zambèze. Les « cataractes du Nil » sont pour la plupart des rapides entremêlés de chutes.

Toute cataracte tend à se transformer en rapide, comme le montre la figure 185, la rupture de pente remontant vers l'amont, en même temps qu'elle s'atténue. Mais, tandis que le profil du thalweg se régularise, la vallée s'encaisse sur toute l'étendue où s'est produit le creusement. C'est ce qu'on observe nettement aussi bien au Niagara qu'aux chutes du Zambèze, en aval desquelles le fleuve coule tumultueusement dans une gorge profonde pendant plusieurs kilomètres.

La Valserine au Pont des Oules, près Bellegarde

EXEMPLE DE CREUSEMENT VERTICAL DU THALWEG PAR L'ÉROSION TOURBILLONNAIRE

(Clichés E. de Martonne).



A. — DÉBUT DE LA GORGE.
CHUTE DE LA VALSERINE.

Parois creusées de marmites.



B. — DÉTAIL D'UN CHENAL.

Deux marmites conjuguées, séparées par une cloison mince qui disparaîtra bientôt.



C. — CHENAL A PAROIS VERTICALES ET SURPLOMBANTES

formées par l'intersection des surfaces hélicoïdales de marmites, qui se sont élargies jusqu'à disparition des cloisons séparatrices.



D. — CHENAL EN VOIE D'ÉLARGISSEMENT.

Sur les parois, traces des cloisons séparatrices des marmites.
Plus haut, marmites aux bords rongés de lapiez.

Puisque c'est sur le bord des gradins correspondant aux ruptures de pente que l'érosion travaille le plus rapidement, c'est là qu'il convient de se placer si l'on veut saisir les procédés dont elle use pour creuser le thalweg. On observe que le fond du lit est attaqué avec une vigueur extraordinaire, comme un bloc rocheux sur lèquel on projetterait un jet d'eau mêlée de sable. Des trous arrondis, produits par le mouvement giratoire des eaux qui tombent par paquets dans les cataractes ou se précipitent en tourbillons dans les rapides, peuvent être creusés dans les roches même les plus dures. Ce sont les *marmites torrentielles*. Au pied de la cataracte du Niagara le fleuve est profond de 50 mètres. Le lit du Danube aux rapides de Kasan présente un creux de 53 mètres, indiquant l'existence d'une cataracte qui a précédé le rapide. La cataracte du Nil à Assouan permet d'observer sur les îlots émergés aux basses eaux une multitude de marmites, criblant la roche de perforations, qui rongent peu à peu le sol granitique. Les mêmes observations peuvent être faites sur les lits des torrents à sec et particulièrement dans les gorges de montagne [Brunhes, 15].

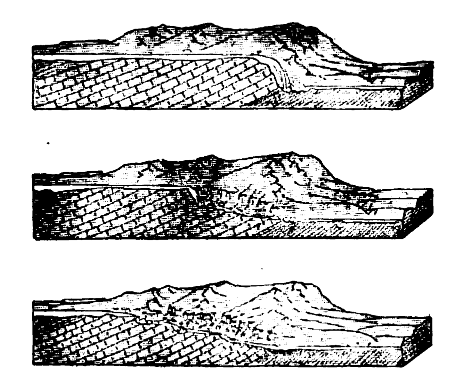


Fig. 185. — Schéma montrant la transformation d'une chute en rapide et la formation consécutive d'une gorge.

La forme des marmites montre nettement qu'elles sont produites par la corrosion des eaux, entraînées dans un mouvement giratoire et chargées de particules solides. Les marmites se développent en s'élargissant; lorsqu'elles sont assez rapprochées, les cloisons qui les séparent sont trouées, puis s'écroulent en donnant un chenal profond à parois courbes. On peut suivre facilement le processus de formation d'un chenal torrentiel au *Pont des Oules*, sur la Valserine (pl. VII). Mais il n'est presque aucune gorge des Alpes où l'on n'observe à chaque pas des surfaces polies et régulièrement courbées, qui sont les traces de marmites plus ou moins complètes. On en trouve parfois jusqu'à plus de 50 mètres au-dessus du thalweg. Cette observation permet de se faire une idée de l'énergie et de la rapidité de ce procédé de creusement, employé par l'érosion partout où elle a un gradin à franchir.

Captures. — L'élaboration du profil d'équilibre n'a pas seulement comme conséquence un rapide approfondissement de la vallée aux endroits où ce profil présente une brisure, mais un recul graduel de l'origine du fleuve, comme le montre la figure 184. Ce recul de la tête de source accompagne le creusement du cours supérieur. Ainsi toutes les rivières ont une tendance à élargir leur bassin. Elles peuvent le faire sans se nuire réciproquement, lorsqu'elles s'attaquent à des régions privées d'écoulement régulier, comme il en existe à l'intérieur des grands continents, particulièrement en Asie,

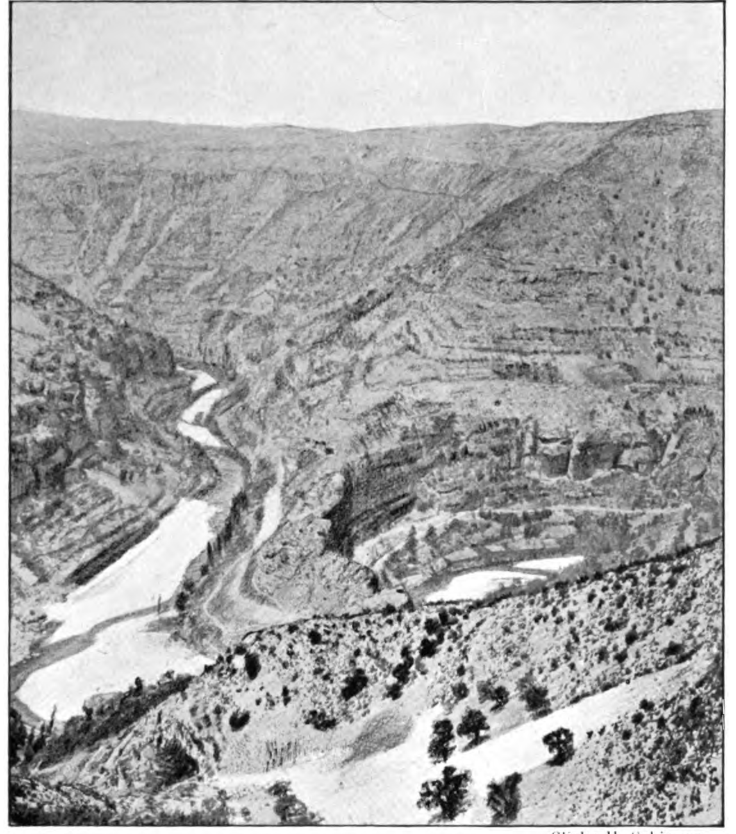
et comme il y en a toujours au début de la formation du réseau hydrographique. Mais quand toute la surface du sol est drainée, il faut que les cours d'eau entrent en lutte. Forcément les plus puissants prendront l'avantage et élargiront leur bassin aux dépens des autres, *capturant* leurs affluents secondaires. On peut quelquefois saisir sur le vif ce phénomène, car la rivière détournée de son ancien cours garde pendant quelque temps son orientation. L'examen d'une carte détaillée du réseau hydrographique suffit à faire reconnaître ainsi bien des captures probables. La rivière détournée fait souvent un coude brusque (*coude de capture*); parfois elle coule en sens inverse de la pente du terrain, dans une vallée encaissée évidemment creusée depuis peu; souvent des marécages s'étalent à l'endroit où a eu lieu la dislocation, et l'écoulement des eaux peut même s'y faire indifféremment dans un sens ou dans l'autre. Une rupture du profil longitudinal marque toujours le point où s'est faite une capture récente.

Outre ces témoignages topographiques, il y a lieu de tenir compte des témoignages géologiques. Lorsque les alluvions anciennes d'une vallée renferment des cailloux de roches inconnues dans le bassin de la rivière qui y coule, on est forcé d'admettre, pour expliquer leur présence, que cette rivière recevait jadis un affluent venant de la région où affleurent ces roches. C'est ainsi que la présence de cailloux vosgiens dans la vallée de la Meuse avait permis au géologue Buvignier de reconnaître ses relations anciennes avec la Moselle, bien avant que les arguments topographiques qui militent en faveur de cette hypothèse aient été mis en lumière par Davis (cf. chap. VII). Toute une série de captures ont été ainsi mises en lumière dans l'Artois et le Boulonnais par l'étude des alluvions anciennes [BRIQUET, 16].

L'étude de la lutte des cours d'eau, et des rapines qui en résultent, paraît exciter de plus en plus la curiosité; on ne compte plus les exemples de ces phénomènes récemment mis en lumière.

Un des plus typiques est celui de l'Aire, ancien affluent de la Meuse détourné par l'Aisne (fig. 186). Le coude de capture est frappant; la rupture de pente du profil longitudinal de l'Agron est très forte et utilisée depuis longtemps pour l'industrie. La présence de cailloux de gaize, venant du bassin supérieur de l'Aire dans les terrasses de l'Agron et de la Bar, confirme l'hypothèse de l'ancien écoulement vers le Nord. Le drainage est encore si indécis sur le partage des eaux actuel qu'on a détourné au XVIIIe siècle les sources de la Bar pour alimenter les forges établies sur l'Agron [Cap. VIDAL DE LA BLACHE, 17].

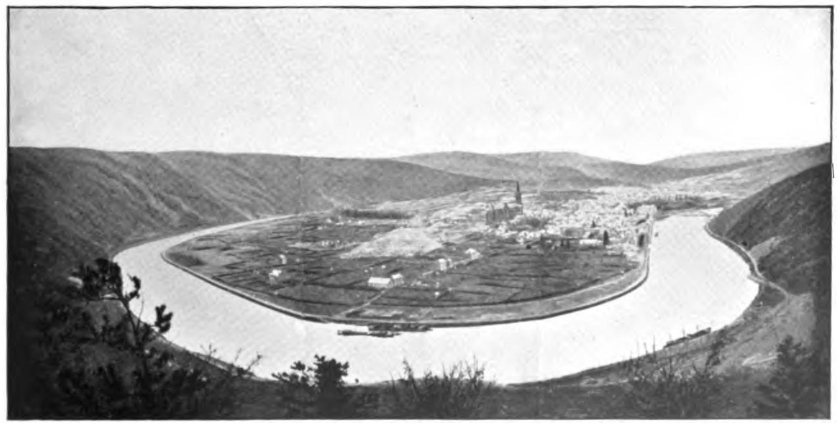
Ce n'est pas le seul exemple de captures se poursuivant pendant la période historique. La bordure orientale du Massif Central offre à chaque



Cliche H. Schirmer.

A. — ÉLARGISSEMENT D'UNE GORGE PAR DÉVELOPPEMENT DES MÉANDRES.
La Vallée du Tarn près de Ste-Énimie
(le sens de l'écoulement est marqué par les flèches en marge).

La rivière, réduite par la sécheresse à un ruban serpentant entre des grèves sableuses, butte alternativement d'une rive à l'autre, serrant de près les rives concaves. Quand le méandre est assez développé, elle vient battre le côté amont du lobe de la rive convexe. Celui qu'on voit au second plan, déjà à demi rongé, disparaitra bientôt.



Cliché Mémin.

B. — BOUCLE DE LA MEUSE A FUMAY (ARDENNES)

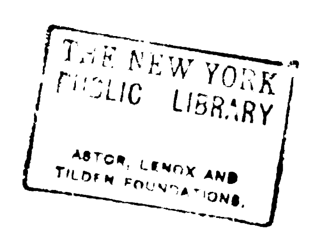
Opposition classique du versant escarpé de la rive concave et du versant aplati de la rive convexe. Position de la ville à la racine de la boucle.

Exemple de Capture récente

Cliché E. de Martonne.

Ravinements sur le plateau de Pueylong près Lespérou, 1300m (massif de l'Aigoual)

La plus grande partie des eaux tombées sur le plateau s'écoulait jadis vers la Dourbie (à droite, du côté du personnage). Depuis moins de 30 ans, le déchaussement du sol pastoral par les moutons transhumants a permis au torrent affluent de l'Hérault qui attaque la forêt (à gauche) de développer toute une patte d'oie de ravines s'étendant aux dépens du pâturage. Plus d'un hectare a été ainsi enlevé au bassin de la Dourbie, au profit de celui de l'Hérault, dont la vallée, très profondément creusée à Valleraugue (350m), forme un niveau de base menaçant.



pas des exemples de rivières atlantiques décapitées par les torrents cévenols, qui descendent impétueusement à la Méditerranée. Dans l'Aigoual, près du village de Lespérou, on peut voir tous les ans s'élargir un ravinement amorcé par la dégradation de la *draille* (route des moutons transhumants). Ce ravinement descendant à l'Hérault a commencé il y a moins de vingt ans et a déjà enlevé au bassin de la Dourbie plus d'un hectare (pl. IX).

Un des cas les plus curieux de capture récente se présente dans les Andes

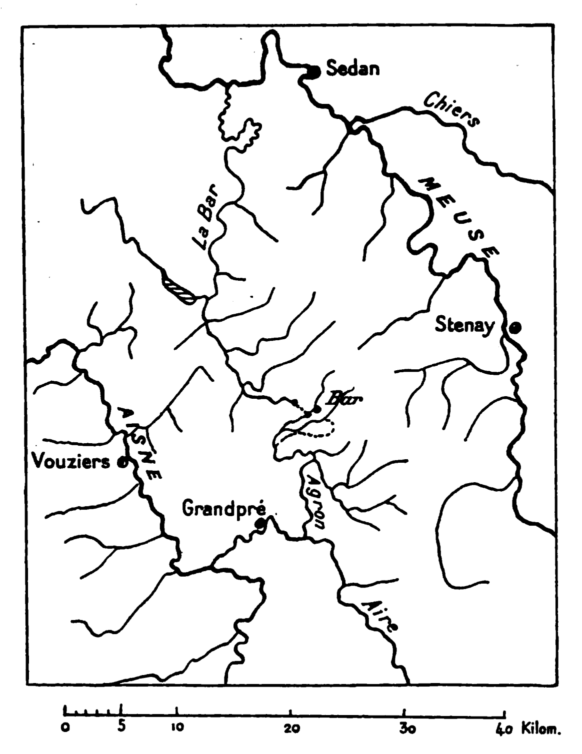


Fig. 186. — Réseau hydrographique témoin de la capture Aire-Bar.

Remarquer le nom de Bar, demeuré attaché au village actuellement situé sur le haut Agron. Le pointillé indique les rigoles de drainage sur le seuil de partage des eaux indécis. Les petits cercles indiquent les anciennes sources de la Bar détournées au XVIII[e] s.

méridionales. Le Chili et la République Argentine se disputaient une partie de cette région montagneuse, la frontière ayant été définie jadis, en l'absence de carte, comme suivant la crête principale, qu'on supposait être identique avec la ligne de partage des eaux. Les explorations faites pour trancher le différend ont montré combien cette supposition était inexacte. La proximité du niveau de base a donné un tel avantage aux rivières du versant Pacifique, qu'elles ont capturé le cours supérieur de presque toutes les rivières Argentines, les obligeant à un coude brusque et les attirant dans des gorges profondes par lesquelles elles atteignent les baies de la côte Chilienne. La capture du Rio Fenix est si récente que l'explorateur Moreno a pu, en faisant creuser une tranchée par six hommes, le ramener dans son ancien lit [18].

On ne saurait trop recommander l'étude des captures récentes en vue de saisir le mécanisme encore mal connu de ce phénomène. Les procédés employés paraissent très divers. Dans les régions torrentielles, le ruissellement, les éboulements et tassements de terrain élargissent le bassin de réception (v. pl. II, B). Dans les régions de collines, il semble qu'on doive attribuer une grande importance à l'action des sources. A la suite des grandes pluies, on observe souvent des affaissements du sol près des sources en terrains calcaréo-marneux ou sableux, par suite de dissolution et entraînement mécanique. Ces affaissements peuvent gagner de proche en proche et amener un glissement lent de toute la couche superficielle de sol meuble. Il en résulte un élargissement de la tête du vallon. Lorsqu'une source tarit, cet élargissement est arrêté; or il suffit pour cela qu'un thalweg voisin se creuse assez profondément pour attirer à lui la nappe souterraine. Ainsi les rivières commencent par se voler leurs sources.

Le fait est constant dans les régions de roches perméables et les conséquences peuvent s'étendre à toute une partie du cours d'un fleuve. On connaît plus d'un exemple de capture se préparant ainsi par voie souterraine. En 1719, le prélat Breuninger supposait une perte du Danube supérieur alimentant la source de l'Aach tributaire du Rhin; 150 ans plus tard, l'exactitude de cette hypothèse était pleinement confirmée par les expériences de Knop. Dans le Jura, on prévoit la disparition complète du Doubs supérieur, déjà souterrainement tributaire de la Loue, dont il alimente la puissante source, située à 10 kil. de son cours, 300 mètres plus bas. Le fait a été presque réalisé lors de la grande sécheresse de 1906.

Même dans les terrains imperméables, il est probable que les captures se préparent par un détournement de sources, mais ce détournement est plus difficile à constater, car il s'agit d'une série de saignées faites à la nappe phréatique, qui imprègne la couche superficielle de sol meuble.

Dans les plaines alluviales, les captures peuvent être amorcées par une bifurcation. L'exemple le plus connu est celui du Cassiquiare, dans l'Amérique du Sud, qui unit les deux bassins de l'Orénoque et de l'Amazone. Lenfant a signalé récemment en Afrique un cas analogue : une dépression jalonnée de mares et de lacs va du Logone, affluent du Chari, à la Benoué, affluent du Niger. Après les pluies, les eaux du Logone s'y engagent et se déversent ainsi vers l'Atlantique.

Établissement du profil transversal des vallées. — Si l'érosion se bornait à approfondir linéairement les thalwegs, jusqu'à l'établissement du profil d'équilibre, toutes les vallées seraient des entailles profondes aux parois abruptes, des gorges. En réalité, le creusement du thalweg est accompagné par le façonnement des versants, et c'est seulement quand le premier processus s'accomplit plus rapidement que le second qu'on a une vallée étroite. On constate en général que, là où le profil d'équilibre est réalisé, les versants sont en pente relativement douce, et que les vallées des plus grandes rivières sont les plus larges. Si l'on établit une série de profils transversaux d'une même vallée, on les voit en général s'évaser de plus en plus vers l'aval. Il y a donc un rapport entre le volume des eaux et la section

de la vallée. Pourtant ce n'est évidemment pas le fleuve qui peut être rendu responsable du modelé des versants.

Ce modelé résulte d'actions complexes : décomposition des roches, avec éboulements ou glissements lents du sol, ruissellement et érosion torrentielle. Le travail du ruissellement est celui qui est le plus facile à saisir; il creuse des rigoles, qui s'ordonnent en formant des torrents, dont les thalwegs se creusent de plus en plus pour se rapprocher du profil d'équilibre. Le versant recule ainsi le long du tracé de chaque torrent et toute la surface évolue vers une surface limite tangente aux thalwegs affluents, comme le montre le schéma (fig. 187).

Rien de plus facile que de vérifier l'exactitude de cette loi par l'observation détaillée des formes sur les flancs d'une vallée de montagne, ou d'une gorge creusée dans des roches dures et imperméables (Bretagne, Massif Central).

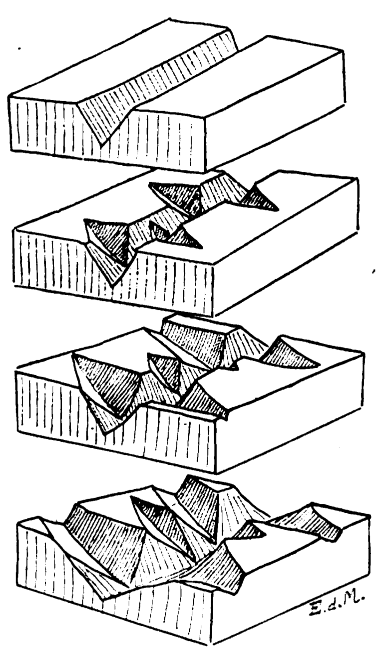


Fig. 187. — Schéma montrant l'évolution des versants.

Le modelé des versants peut aussi se faire par simple glissement des produits de décomposition. Ce glissement (*creeping* des Américains) est plus actif quand le sol est privé de végétation, ce qui arrive dans la haute montagne et les déserts tropicaux ou polaires, mais il a lieu même dans les régions où existe un tapis végétal continu, herbacé ou forestier.

C'est à ce mouvement qu'on doit attribuer la forme arrondie des collines séparant les thalwegs dans les pays de topographie mûre; les débris, renouvelés constamment par la décomposition du sous-sol, descendent d'un mouvement extrêmement lent, mais continu, vers le pied du versant, où ils sont entraînés par la rivière. L'épaisseur de la couche meuble reste constante aussi longtemps qu'il y a équilibre entre la désagrégation, la descente des débris, et leur évacuation. C'est à cet équilibre, généralement réalisé dans les régions de climat tempéré humide, qu'est due l'illusion de stabilité absolue des formes. La réalité des mouvements du sol sur les versants a pourtant été prouvée par les mesures de GÖTZINGER [19] Elle apparaît avec évidence lorsque l'équilibre est rompu, soit par un changement de climat, soit par une dégradation du tapis végétal, qui, sans arrêter entièrement le glissement, y met un frein, d'autant plus puissant que les racines sont plus profondes. Ainsi le déboisement ou la mise en culture des pentes gazonnées ont comme résultat une descente plus rapide des débris, qui

livre bientôt le sol au ruissellement et peut faire apparaître la roche à nu.

Vallées en gorge; vallées normales. — La forme d'une vallée dépend de l'équilibre qui existe entre la rapidité du creusement du thalweg et celle du façonnement des versants. Si le creusement l'emporte, on a une *vallée en gorge* (figure 188, A). Si le façonnement des versants se poursuit plus vite, la vallée s'élargit progressivement, c'est le type de la *vallée normale* (B).

Tôt ou tard l'évolution se dessine dans le sens de la vallée normale, mais elle est retardée par la dureté et la perméabilité des roches. Toutes choses égales d'ailleurs, les vallées en gorges sont

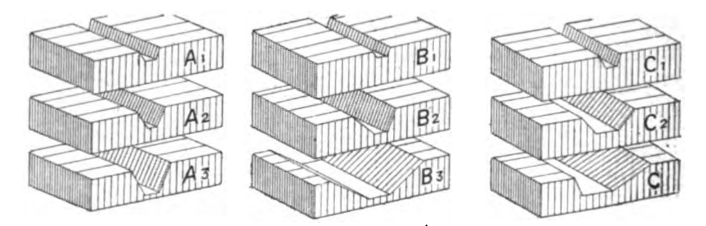


Fig. 188. — Schéma de divers types de vallées.

A, vallée en gorge; B, vallée normale; C, vallée dissymétrique.

plus fréquentes dans les régions de roches résistantes, où le ruissellement ne peut agir aussi vite sur les versants, et dans les roches perméables, où il est en partie supprimé par l'infiltration.

Le climat aussi joue naturellement un grand rôle. Plus les précipitations sont abondantes, plus le façonnement des versants est rapide. La pente limite qu'ils peuvent atteindre dépend de la tranche d'eau moyenne qui s'écoule à leur surface vers le thalweg. On s'explique par suite cette constatation topographique, que les versants sont, toutes choses égales d'ailleurs, plus raides dans les régions arides.

La température elle-même entre en ligne de compte. C'est dans les pays à climat froid que les glissements superficiels jouent le plus grand rôle dans le modelé des versants.

On a observé au Spitzberg, dans les Iles Falkland, le Labrador, etc., des pentes couvertes d'une végétation de toundra, où le mouvement du sol se trahit par des bourrelets parallèles en arc de cercle (planche VI *ter*). Ce mouvement, pour lequel ANDERSSON [35] a proposé le nom de *solifluction*, se produit au moment où le sol, profondément gelé, dégèle à la surface. La solifluction a pu agir même dans la zone tempérée pendant la période glaciaire, et rendrait compte de certains aspects de nos régions. Il est certain en tout cas qu'elle joue encore un rôle actif dans le modelé des versants schisteux en haute montagne.

Vallées dissymétriques. Loi de Baer. — Si pour une raison quelconque le façonnement des deux versants ne se poursuit pas également vite, la *vallée* sera *dissymétrique* (fig. 188, type C). Ce cas est très fréquemment réalisé. Il peut être dû à une différence de la constitution géologique des deux versants, l'un étant plus dur ou plus perméable que l'autre (calcaire et argile, granite et schiste), soit à

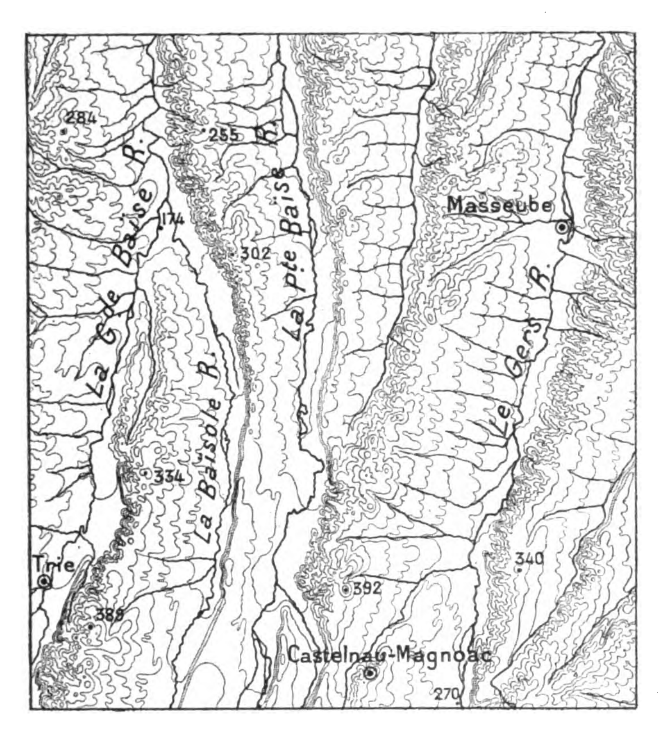


Fig. 189. — Vallées dissymétriques du plateau de Lannemezan, d'après la carte de France au 1 : 200.000°.

Echelle 1 : 250 000 ; équidistance : 20 m.

l'orientation par rapport aux vents pluvieux, soit enfin simplement à ce que le creusement du thalweg est plus énergique sur une rive que sur l'autre.

Nous étudierons spécialement dans le chapitre suivant le premier cas; quant au second, il s'explique suffisamment par l'influence du climat sur le façonnement des versants, qui vient d'être noté. Pour comprendre le troisième cas, il faut se rappeler les lois hydrologiques du mouvement des eaux courantes (3[e] partie, chapitre v). L'érosion dépend de la vitesse de l'eau, or la plus grande vitesse se trouve rarement au centre de la rivière, car pour cela il faudrait que

le tracé du thalweg fût absolument rectiligne. Le fil du courant vient ainsi buter le plus souvent contre une rive. Il en résulte un sapement, qui empêche le modelé du versant attaqué de s'accomplir normalement. Le thalweg lui-même peut se déplacer latéralement : c'est ce qui arrive constamment dans les vallées à méandres, dont nous reparlerons plus loin.

Mais on peut encore imaginer une cause générale qui tendrait à porter l'effort du courant toujours d'un même côté et par suite à rendre les vallées dissymétriques. La rotation de la terre, qui dévie vers la droite tous les mouvements, a été invoquée pour expliquer la dissymétrie d'un grand nombre de vallées, où l'on a cru observer d'une manière constante que la rive escarpée était la rive droite. (Danube, Volga, etc.). C'est la loi connue sous le nom de *loi de* Baer, bien que ce soit Babinet qui en ait le premier montré l'application aux cours d'eau [20].

L'étude de quelques exemples montre qu'on trouve aussi bien des cas de déviation vers la gauche que vers la droite. En France, les vallées du plateau de Lannemezan offrent un des exemples les plus curieux de vallées constamment dissymétriques. Mais, d'après L.-A. Fabre [21], la dissymétrie n'est pas toujours de même sens et s'explique par la différence d'orientation des versants, ceux exposés aux vents pluvieux d'Ouest étant attaqués plus vite. La déviation des thalwegs dans les vallées dissymétriques peut amener des captures latérales, dont le plateau de Lannemezan offre justement plus d'un exemple (cf. fig. 253, chap. vii).

Surface de base, pénéplaine, cycle d'érosion. — L'établissement du profil d'équilibre et le modelé des versants sont deux processus qui se poursuivent parallèlement, le premier s'accomplissant généralement plus vite. A partir du moment où toutes les vallées d'une région ont acquis leur profil d'équilibre, le modelé des versants se poursuit seul. L'élargissement des profils transversaux des vallées voisines amène la disparition progressive de la surface topographique primitive (fig. 190). Toute la surface de la région s'abaisse, en se rapprochant de plus en plus d'une surface idéale, tangente au profil limite des versants tel que nous l'avons défini.

A la fin il y aura très peu de différence d'altitude entre les thalwegs et les dos arrondis les séparant. Une pareille surface, s'appuyant sur les profils d'équilibre, qui s'appuient eux-mêmes sur le niveau de base, a été appelée *surface de base* [de la Noë et de Margerie, 9]. Depuis, Davis a proposé le mot de *pénéplaine* [23, 24], qui a fait

fortune, en France notamment, grâce à de Lapparent et s'est répandu même en Allemagne sous la forme germanique de *Fastebene*. Il a l'avantage d'exprimer nettement l'état de la topographie d'une région parvenue à ce degré d'évolution. Ce n'est pas une plaine, mais presque une plaine; la surface générale est encore en pente, de faibles inégalités du sol subsistent entre les vallées secondaires et dans les régions de roches résistantes. Les plus hautes montagnes du globe, telles que les Alpes ou l'Himalaya, sont destinées à être réduites à l'état de pénéplaine par une érosion prolongée. L'histoire du globe porte la trace d'œuvres aussi gigantesques, qui effrayent l'imagination, mais dont la réalité ne saurait être mise en doute.

Lorsqu'une pareille évolution est achevée, on peut dire que le *cycle de l'érosion* est accompli. Son achèvement dépend évidemment

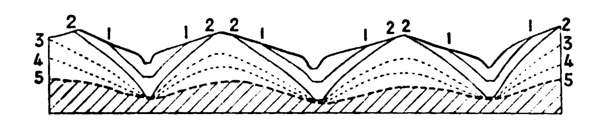


Fig. 190. — Abaissement progressif de la surface par le développement des vallées.

1-2, stade où le creusement linéaire et le modelé des versants marchent de pair;
3-4-5, creusement achevé, profil d'équilibre atteint, élargissement du profil transversal des vallées;
5-5, surface de base.

de la stabilité relative du niveau de base et de la surface continentale. Il est facile de concevoir telles circonstances qui compromettent cette stabilité. Des mouvements du sol peuvent soulever le continent. Le niveau de base lui-même peut se déplacer. C'est ce qui arrivera forcément pour le bassin d'un fleuve débouchant dans un lac ou dans une mer intérieure; car tout lac est destiné à disparaître, comme nous l'avons déjà vu, et les mers intérieures s'assèchent peu à peu. Certains auteurs pensent même que le niveau des océans pourrait n'être pas constant.

Quoiqu'il en soit, le moindre changement dans la position relative du niveau de base et de la surface continentale suffit pour détruire les profils d'équilibre établis, ou pour retarder leur achèvement. Un nouveau cycle d'érosion commence. A chaque cycle d'érosion correspond un ensemble de formes topographiques apparentées; souvent les cycles récents n'ont pas encore réussi à détruire les traces des cycles anciens, les anomalies les plus curieuses peuvent en résulter dans la topographie et la disposition du réseau hydrographique.

Mais, pour comprendre mieux ces faits, il importe de compléter

l'analyse des lois de l'érosion, que nous avons jusqu'ici envisagée seulement au point de vue de l'ablation, raisonnant comme si les débris étaient directement entraînés vers la mer. Ce n'était là qu'un artifice pour sérier les questions. En réalité les cours d'eau ne suffisent pas à transporter les débris arrachés aux continents et les déposent, en créant des formes de relief spéciales qui se transforment suivant les progrès de l'élaboration du profil d'équilibre et l'achèvement plus ou moins proche du cycle d'érosion.

Conditions de l'accumulation en montagne; plaines alluviales et cônes de déjection. — Les conditions de l'accumulation des sédiments sont celles qui règlent le transport : la vitesse, le volume des eaux et le poids des débris. La vitesse est peut-être l'élément le plus important à considérer, elle dépend surtout de la pente, aussi l'accumulation n'est-elle nulle part un fait plus commun que lorsque la pente des rivières est soumise à de fortes variations, c'est-à-dire surtout dans les régions de montagnes et en général dans le cours supérieur des rivières, où le profil d'équilibre n'est pas encore atteint.

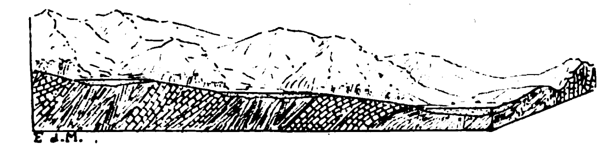


Fig. 191. — Schéma montrant l'alternance normale des plaines et des gorges en montagne.

Il y a accumulation toutes les fois que la pente diminue brusquement. Ainsi se forment les plaines alluviales si fréquentes dans les régions montagneuses, alternant avec des vallées encaissées (fig. 191). Ces plaines sont plus ou moins régulières, suivant qu'elles sont dues à l'alluvionnement de la rivière principale, ou, ce qui est plus souvent le cas, à l'alluvionnement de ses affluents.

C'est au début du cycle d'érosion que la différence est la plus grande entre la pente, déjà réduite, de la rivière principale et celle de ses affluents. Ceux-ci peuvent, grâce à leur vitesse, charrier une grande abondance de débris arrachés à leurs vallées en voie de creusement; mais, la pente diminuant brusquement à leur débouché dans la vallée principale, les débris s'accumulent, formant des *cônes de déjection* semblables à ceux des torrents. La pente du cône, son rayon, sa hauteur relative dépendent de la grosseur des matériaux et par suite de la pente même du thalweg de la rivière affluente. Quand

celle-ci est un véritable torrent, le cône de déjection peut avoir une pente variant de 5 à 15°.

Quand la rivière principale est assez forte, elle recoupe les cônes de déjection, qui prennent l'apparence de terrasses, et travaille à les disperser. Mais souvent elle est impuissante à lutter contre leur envahissement et serpente entre les cônes, qui s'étalent librement.

Le Valais est un des exemples les plus typiques de grande vallée alpine à cônes de déjection. D'après HORWITZ [36] le nombre des cônes, depuis le glacier du Rhône jusqu'au lac de Genève est de 295, soit à peu près 2 cônes pour 1 kilomètre, la pente moyenne de leur surface est de plus de 11°, 24 cônes (soit 8 p. 100) ont une pente de 9°. Les cônes recoupés sont fréquents, surtout dans la partie inférieure du Valais, et dans la partie supérieure en amont de Fiesch. Chaque cône porte son village, les habitations fuyant les parties plates marécageuses situées entre les cônes.

On retrouve les mêmes phénomènes dans le Grésivaudan, la Tarentaise, la Maurienne, et en général dans toutes les grandes vallées alpines.

La nature du terrain n'est pas indifférente à la forme des cônes de déjection et à leur stabilité plus ou moins grande. Dans les régions schisteuses, ils sont en général plus surbaissés; mais, s'ils sont dus à de vrais torrents dont le bassin de réception est déboisé, les débâcles sont terribles. C'est dans de pareils cas qu'on voit déboucher après des averses torrentielles ces fleuves de boue entraînant tout sur leur passage, appelés *laves* dans les Alpes françaises, *Muren* dans les Alpes allemandes [STINY, 36]. Dans les régions calcaires, les cônes de déjection sont généralement en pente plus forte et formés de matériaux plus grossiers. Au débouché des torrents, ils se distinguent à peine des cônes d'éboulis, les fragments rocheux étant souvent à peine roulés, à cause de l'infiltration des eaux.

Instabilité des formes d'accumulation; plaines d'inondation. — Les formes d'accumulation en montagne sont aussi instables que les formes d'érosion proprement dites. Leur existence même témoigne de l'état inachevé du profil du thalweg. Elles disparaîtront, quand le creusement linéaire aura fait disparaître les seuils derrière lesquels elles ont pris naissance (fig. 192). Tous les débris sont ainsi progressivement convoyés d'étape en étape vers les points les plus bas et finissent par s'accumuler dans la partie inférieure des grandes vallées, où le profil d'équilibre est définitivement atteint. Ils y forment les plaines d'inondation, où les grands fleuves se traînent paresseusement en méandres répétés. Ces détours incessants témoignent que le thalweg n'est pas, ou plutôt ne peut plus être fixé.

Le creusement linéaire rapide assure la fixité du thalweg, l'alluvionnement, au contraire, a comme conséquence son déplacement

constant. Dans le premier cas, en effet, se développent des formes concaves, l'eau s'enfonce dans le sol; dans le second, se développent des formes convexes, le cours d'eau est comme suspendu en l'air. Il suffit d'une crue subite, qui brise les digues entre lesquelles il coule pour qu'il se répande sur les surfaces voisines relativement déprimées. Il n'y a plus, à proprement parler, de thalweg; les eaux peuvent prendre en même temps plusieurs chemins différents. C'est ce qui se passe à chaque instant sur les cônes de déjection, où les torrents et même les rivières normales changent fréquemment de cours et se divisent souvent en plusieurs bras. Les mêmes faits se produisent dans les plaines alluviales. De grandes îles sont enve-

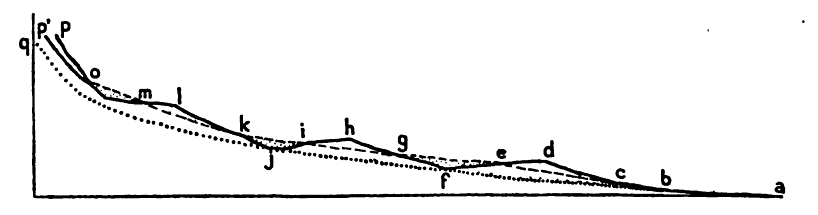


Fig. 192. — Part du creusement et de l'alluvionnement dans l'évolution vers le profil d'équilibre.

a c d f h j l p profil primitif.
a c e g i k m o p', profil rectifié par érosion des seuils (*cde*, *ghi*, *klm*) et remblayage des dépressions ou zones de pente plus faible (*efg*, *ijk*, *mo*).
a b f j q, profil encore plus évolué, l'érosion ayant fait disparaître les plaines alluviales.

loppées par les bras du fleuve, qui fourmillent eux-mêmes de petites îles. Les méandres sont accompagnés de bras morts et de lacs correspondant à d'anciens cours abandonnés. Le bras principal communique souvent avec eux par des rigoles sinueuses, qui servent de déversoirs aux eaux des crues.

Dans certains cas la transformation rapide des plaines alluviales d'inondation a pu être observée d'une façon précise. Le fait le plus facile à saisir est le recoupement des boucles de méandres qui se produisent à la suite des crues, au point où la courbure s'est exagérée jusqu'à ne laisser subsister qu'une langue de terre entre deux méandres voisins. Les levés de la commission du Mississipi en 1885 et en 1894 ont montré de multiples changements du cours du fleuve. On a enregistré, de 1722 à 1884, 12 coupures naturelles de méandres [Brown, 25].

La plaine d'inondation avec méandres, îles grandes et petites, bras morts, lacs latéraux et rigoles adventives, est un type géographique d'une importance exceptionnelle. Il suffit de citer les plaines de l'Amazone, du Mississipi, du bas et moyen Danube, du Congo, du Gange, du Hoang-ho et du Yang-tsé-kiang pour donner une idée des surfaces immenses qu'il occupe. Couvertes d'une végétation exubérante, qui semble proscrire l'homme, dans les régions de climat équatorial, les plaines alluviales sont au contraire,

dans les régions tropicales et subtropicales, le siège des groupements humains les plus denses (Chine, Inde). C'est dans les plaines alluviales de la Mésopotamie que semble être née la civilisation qui s'est répandue peu à peu sur toute l'Europe et fait le fondement de notre culture actuelle, avec ses plantes alimentaires et ses animaux domestiques.

Les plaines d'inondation se terminent généralement par des deltas, c'est-à-dire par une avancée en pointe du continent, refoulant les eaux où débouche le fleuve (mer ou lac). Nous étudierons plus tard cette forme littorale (ch. xi).

Les plaines d'inondation peuvent se former dans les bassins des grands fleuves, même à l'intérieur d'un continent. Ainsi elles sont particulièrement fréquentes en Afrique (plaine du moyen Niger près Tombouctou, plaine du Nil en amont de Fachoda, plaine du Congo), et même en Europe (plaine hongroise). Elles marquent alors presque toujours la position d'un lac intérieur disparu. Avant que les eaux du Niger aient réussi à s'échapper vers le golfe de Guinée, la dépression de Tombouctou devait ressembler à ce qu'est actuellement la cuvette du Tchad où débouche le Chari. Il en a été certainement de même du Congo et du Nil. L'existence d'un lac quaternaire sur l'emplacement de l'Alföld hongrois est établie.

Les plaines intérieures sont des formes moins stables que les plaines d'inondation en continuité avec le niveau de base. Elles peuvent être attaquées par l'érosion, si le seuil en arrière duquel elles se sont formées dépasse le profil d'équilibre vers lequel tend le cours d'eau dans le bassin duquel elles sont entrées. Les régions privées d'écoulement vers la mer échappent à cette menace et l'accumulation peut s'y poursuivre indéfiniment. C'est ainsi que des plaines alluviales situées notablement au-dessus du niveau de la mer persistent dans les bassins fermés de l'Ouest des États-Unis, des Andes et de l'Asie centrale. Mais ces plaines sont menacées par l'érosion des rivières voisines qui se jettent dans l'océan, et peuvent, en reculant leur tête de source, percer la barrière fermant le bassin intérieur. Dès que cet événement s'est produit, le drainage intérieur perd rapidement du terrain au profit du drainage océanique, dont le domaine s'agrandit par captures successives. Le bassin intérieur est sillonné de gorges creusées dans les alluvions dont l'épaisseur apparaît souvent surprenante. De nombreux exemples de ce processus sont connus dans les Andes, les montagnes de l'Ouest des États-Unis, l'Algérie, et l'Asie centrale.

Vallées à méandres encaissés. — Les vallées à fond plat et les plaines alluviales ne sont pas les seules formes spéciales qui résultent de la collaboration de l'érosion proprement dite et de l'accumulation. Tel est aussi le cas des vallées à méandres, dans lesquelles, il est vrai, le rôle du creusement est particulièrement important.

La Meuse traverse l'Ardenne en décrivant des sinuosités répétées, formant des boucles si accentuées parfois que la coupure paraît imminente. Les rives concaves forment des amphithéâtres abrupts couverts de forêts, d'où la roche sort parfois en escarpements. Les rives convexes sont au contraire modelées en pente douce, couvertes d'alluvions, dont la culture a pris possession. Dans toute la région cambrienne, les boucles sont même les seuls endroits habités, les villages s'établissant de préférence à la racine de la boucle (fig. 193). On peut dire que tout le modelé du massif Ardennais résulte du développement des méandres de la Meuse et de ses affluents. Le Rhin et la Moselle prêtent aux mêmes remarques.

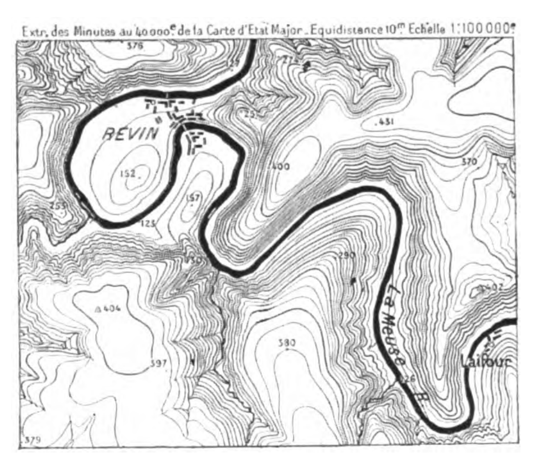


Fig. 193. — Vallée ardennaise de la Meuse, d'après la carte d'État-Major.

Malgré la dureté des roches qui s'opposent à la migration des méandres, il y a des indices de dissymétrie des lobes de rive convexe (buttes 157 et 152). Noter la position de Revin (cf. pl. VIII, B).

Bien que sa vallée soit moins profonde et moins creusée, la Seine présente les mêmes caractères dans la traversée des plateaux tertiaires et crétacés de Paris à la mer (fig. 194). L'opposition des rives concaves et convexes n'est pas moins nette au point de vue topographique, mais le rayon de courbure des méandres est plus grand, la vallée actuelle plus large et plus ouverte, aussi les conséquences anthropogéographiques sont différentes : la forêt occupe les rives convexes couvertes d'alluvions anciennes, les cultures sont sur les alluvions récentes. La vallée du Neckar, dans le Jura Souabe, est un exemple intermédiaire entre le type de la Meuse et celui de la Seine (fig. 195).

L'expression de *méandres encaissés* a été créée par DE LA NOË et DE MARGERIE [9], pour désigner cette disposition très commune, et la distinguer des méandres décrits par les rivières dans les plaines alluviales, appelés *méandres divagants*. L'idée a été plus d'une fois exprimée que ces deux formes sont liées et que les méandres encaissés sont le résultat du creusement sur place d'anciens méandres divagants. Ainsi la Meuse ardennaise, par exemple, aurait dû approfondir sa vallée par suite du soulèvement du massif français, qui formait jadis une plaine voisine du niveau de base. Cette hypothèse n'est pas, semble-t-il, celle qui rend le mieux compte des faits. Si la vallée s'était enfoncée sur place, on ne trouverait pas l'opposition si frappante entre les rives convexes et concaves, ni surtout

les alluvions sur les rives convexes. On n'observerait pas non plus la dissymétrie si frappante des lobes des rives convexes, dont la

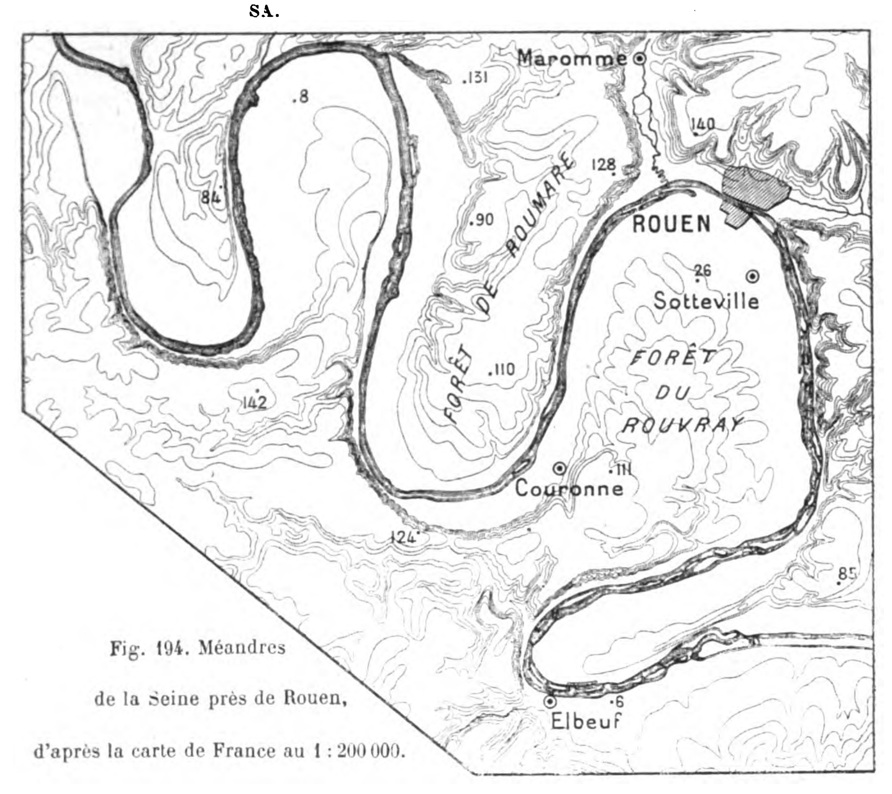


Fig. 194. Méandres de la Seine près de Rouen, d'après la carte de France au 1 : 200 000.

Noter le développement des plaines alluviales et le sapement des lobes de rive convexe, indice de la migration des méandres vers l'aval. Le 1er et le 4e lobe en partant de l'amont sont presque entièrement rongés. Noter la capture de la Sainte-Austreberte (SA.), forcée d'abandonner sa vallée inférieure débouchant dans la branche occidentale du 5e méandre, pour tomber directement dans le 4e méandre en face du point coté 8 mètres.

pente, toujours plus forte du côté amont, indique une tendance des méandres à se déplacer vers l'aval (v. fig. 193 et 194).

Évolution des méandres. — En réalité la formation des méandres encaissés est un épisode normal du développement des vallées. Nous avons vu que le fil de l'eau ne suit presque jamais le milieu du courant fluvial, mais vient buter alternativement sur une rive et sur l'autre (3e partie, chap. v). L'érosion, plus forte à l'endroit ainsi attaqué, fait reculer la rive et déplace latéralement le thalweg. Mais, plus le tracé du thalweg devient sinueux, plus la différence s'accentue entre l'érosion sur les deux rives. La rive concave recule ainsi de

plus en plus vite, le versant, continuellement sapé, y est de plus en plus abrupt. Au contraire la rive convexe, où le mouvement de l'eau est plus lent, voit se déposer des alluvions qui restent sur place, tandis que le fleuve se déplace, abandonnant son ancien lit. Le creusement linéaire du thalweg se poursuivant, ces alluvions restent suspendues à un niveau supérieur à celui du fleuve, tapissant une sorte d'éperon arrondi (fig. 196). Une rivière assez vigoureuse

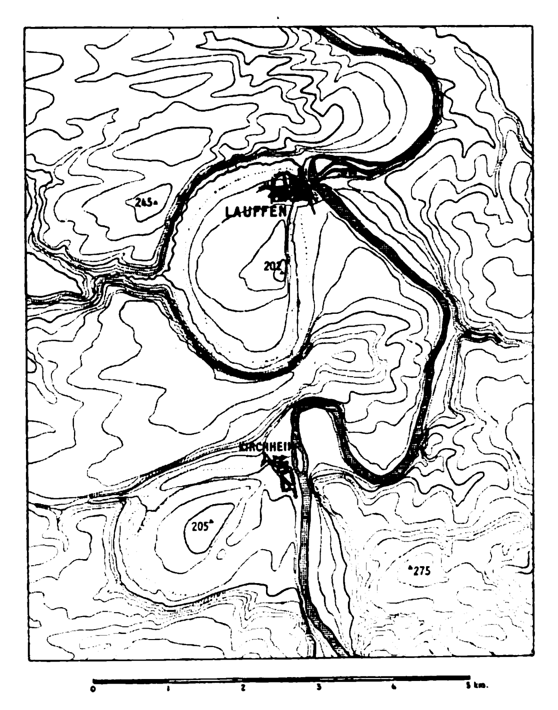


Fig. 195. — Recoupement des boucles du Neckar à Lauffen et Kirchheim. Echelle 1 : 100 000; équidistance 10 m. (d'après la carte du Würtemberg au 1 : 25 000).

Le recoupement est plus ancien à Kirchheim, où la boucle abandonnée ne forme plus une dépression à pente continue et est marécageuse. Dans les deux cas, l'ancien thalweg est drainé en partie artificiellement. L'importance industrielle de Lauffen est due à l'utilisation de la chute au point de recoupement de la boucle.

peut aller jusqu'à recouper ses boucles, en détachant l'éperon de la rive convexe. C'est ce qu'à réussi à effectuer le Neckar près de Lauffen (fig. 195). Le recoupement est assez récent pour que l'accroissement de pente qui en résulte pour le fleuve se traduise encore par des rapides, utilisés comme force motrice. La vallée de la Moselle dans la traversée du Massif schisteux rhénan et celle de la Marne aux environs de Paris offrent aussi des exemples de méandres recoupés.

Le recoupement des boucles est certainement l'épisode le plus curieux du développement des méandres, mais il n'est pas le plus commun, ni le plus important. Un fait sur lequel on n'a pas assez appelé l'attention est la migration des méandres vers l'aval, qui se traduit par une dissymétrie des lobes de rive convexe (fig. 196). C'est dans les plaines alluviales, où le thalweg n'est pas fixé, qu'on observe le mieux le déplacement des méandres et la dissymétrie des boucles. Ce phénomène est dû au sapement que le courant exerce en butant d'une rive à l'autre et qui est naturellement plus accentué dans la branche d'amont que dans la branche d'aval. Dans les vallées jeunes à méandres encaissés, où l'approfondissement vertical l'emporte sur le façonnement des versants et où par suite le thalweg a une certaine fixité, la migration des méandres est au contraire peu sensible, surtout quand l'élaboration du profil d'équilibre est retardée par la dureté des roches. Ainsi, dans la vallée de la Meuse ardennaise, la dissymétrie des lobes convexes est peu marquée (fig. 193), elle est au contraire frappante dans la vallée de la Seine beaucoup plus évoluée (fig. 194) et de même dans la vallée du Neckar (fig. 195). L'exagération des méandres et leur migration vers l'aval doivent forcer les affluents à déplacer leur embouchure. Les petites rivières ne peuvent pas toujours suivre le mouvement et sont obligées de se jeter plus en amont. La figure 194 en montre un exemple, celui de la Sainte-Austreberte, qui a dû abandonner sa vallée inférieure. L'Epte est menacée du même sort par l'avancée d'un méandre de la Seine.

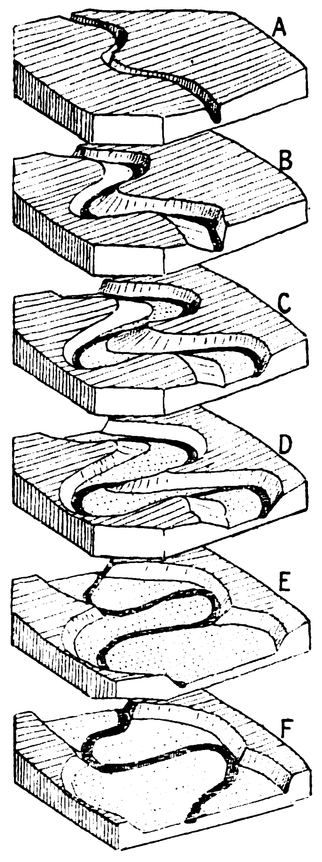


Fig. 196. — Schéma de l'évolution d'une vallée à méandres d'après Davis.

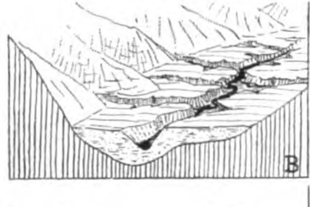
La migration des méandres doit avoir comme résultat, si elle se poursuit librement, la disparition complète des lobes convexes (fig. 196). La vallée très élargie devient une plaine alluviale, où le fleuve décrit des méandres ne touchant au versant que par quelques points. Les exemples de ce dernier stade sont nombreux, particulièrement dans le cours moyen des grandes rivières. On peut citer en France les vallées de la Dordogne et du Lot.

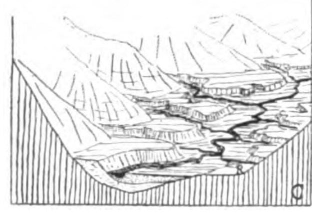
Lorsqu'une rivière parvenue à ce stade est appauvrie par des captures, ou surchargée d'alluvions, il arrive qu'elle ne puisse plus suivre la courbe de ses méandres, et que le thalweg ne touche plus du tout le pied des versants. La Meuse en amont du Massif ardennais

en offre un des exemples les plus frappants qui soient connus. Elle erre dans une vallée qui n'est plus à sa taille, décrivant des méandres réduits dans sa plaine alluviale. Très souvent l'abandon des anciens méandres est lié à la formation des terrasses. Mais cet épisode mérite une étude spéciale.

Terrasses. — Aucune forme d'accumulation n'est stable. Nous avons déjà indiqué que les plaines alluviales situées au-dessus du profil d'équilibre sont destinées à disparaître. Le fleuve commence par se creuser un nouveau lit en s'enfonçant verticalement dans les alluvions; il en résulte la formation de terrasses (fig. 197, B). Si le creusement s'arrête, la nouvelle vallée peut s'élargir et des alluvions s'y déposer de nouveau (C). Un nouveau creusement dans ces alluvions donnera une seconde terrasse inférieure à la première (D).

Si l'érosion pénètre assez profondément, la roche en place sera atteinte, les alluvions pourront être localement enlevées et on verra apparaître une *terrasse dans le roc* (R, au stade C). On appelle quelquefois *terrasses d'érosion* de pareilles terrasses, par opposition aux *terrasses alluviales*, où la surface de la plaine alluviale est conservée. Mais c'est une distinction artificielle.





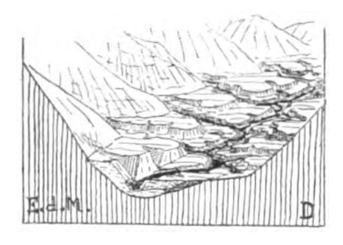


Fig. 197. — Schéma de la formation des terrasses.

Il arrive fréquemment, surtout dans les vallées à méandres, que le creusement dans les alluvions anciennes soit accompagné de la formation d'un grand nombre de terrasses, qui mettent à jour par endroits la roche en place. En les étudiant de près, on remarque que la roche apparait toujours à l'extrémité d'éperons correspondant à une rive convexe rongée par le déplacement d'un méandre. La rivière, pour éviter de creuser dans le roc, s'est rejetée d'un autre côté, et il en résulte une série de terrasses à bords en arc de cercle. Pareil cas est fréquent dans les rivières du Massachusetts et de l'Angleterre [Davis, 27].

La vallée à terrasses est une des formes topographiques les plus répandues dans les régions montagneuses. Les circonstances qui peuvent amener la formation des terrasses sont en effet très nombreuses. L'érosion d'un seuil rocheux, derrière lequel s'était formée une vallée encombrée d'alluvions, amène, lorsqu'elle est achevée, le creusement de la vallée dans la plaine alluviale. L'assèchement ou la baisse de niveau d'un lac peut avoir le même résultat pour les vallées qui y débouchent. Un changement de climat peut aussi faire succéder le creusement à l'accumulation. Dans les climats secs la pente des surfaces alluviales est plus forte, à cause de la diminution de volume que les cours d'eau éprouvent pendant une partie de l'année, et qui a comme conséquence le dépôt des matériaux. Si la durée de la saison sèche diminue, l'érosion reprend le dessus. Les terrasses qu'on observe sur le bord des Montagnes Rocheuses peuvent être dues en grande partie à des changements de climat de ce genre. Les terrasses des cours d'eau alpins ont, elles-mêmes, été expliquées comme le résultat des changements de climat de la période quaternaire : pendant les périodes glaciaires les rivières étaient impuissantes à entraîner jusqu'à la mer les alluvions provenant des énormes moraines des glaciers; pendant les périodes interglaciaires elles retrouvaient leur force et s'enfonçaient dans les nappes alluviales.

La cause la plus souvent invoquée pour expliquer les terrasses est un changement dans la position relative du continent et du niveau de base. C'est la seule qui puisse rendre compte des terrasses si fréquentes dans les plaines, et particulièrement des terrasses dans la roche. Mais on discute encore sur la question de savoir si le changement doit être attribué à des mouvements du sol ou de la surface des mers.

La seconde hypothèse a été particulièrement soutenue par le Gal DE LAMOTHE, qui a réussi à en donner une démonstration pour les terrasses de l'Isser en montrant leur rapport avec les terrasses marines de la côte Algérienne [26]. Bien des géologues nient il est vrai la possibilité de déplacements du niveau des mers d'une amplitude aussi grande que celle supposée dans ce cas. Mais s'il est difficile de concevoir des bouleversements de la croûte terrestre capables d'abaisser le niveau des océans de plus de 100 mètres, il faut avouer qu'il ne l'est pas moins d'imaginer des mouvements du sol simultanés soulevant les continents partout exactement au même niveau [37]. C'est pourtant ce qu'on se trouve forcé d'admettre, si l'on suppose le niveau des mers invariable, en présence des études qui se multiplient de jour en jour, signalant des niveaux concordants de terrasses fluviales et de plages marines. Différents auteurs ont signalé tout autour de la Méditerranée des terrasses à des altitudes relatives de 15, 35 et 100 mètres.

On a même cru retrouver des niveaux intermédiaires ou plus élevés. Il est vrai que ces études n'ont pas toujours le degré de précision nécessaire au sujet.

L'usage de cartes en courbes de niveau détaillées est nécessaire, sans dispenser de nivellements barométriques très soignés. Il est très rare que les terrasses ne présentent pas une pente transversale; la mesure de l'altitude brute en un ou plusieurs points (B, CD, fig. 198) ne saurait donc suffire, il

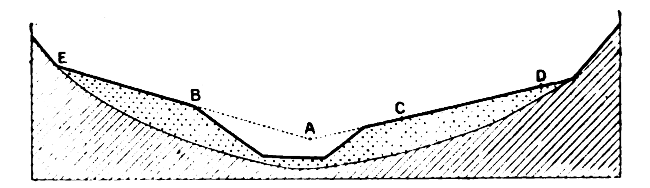


Fig. 198. — Détermination de l'altitude relative des terrasses. On doit tâcher de retrouver l'ancien thalweg A en prolongeant les pentes EB, DC.

faut tâcher de retrouver l'altitude du thalweg correspondant à la surface de la terrasse (A., fig. 198). L'étude de un ou deux profils est insuffisante; les terrasses doivent être suivies jusqu'à l'embouchure de la rivière. L'altitude des terrasses doit être rapportée à celle du thalweg actuel dans le cas où celui-ci a un profil d'équilibre. Mais on doit tenir compte (ce qui n'a pas été fait par le Gal de Lamothe) de la possibilité de pentes plus ou moins fortes des surfaces alluviales, dues à des changements de climats, toutes les fois que les rivières sortent de régions montagneuses.

En résumé l'étude des terrasses est plus complexe et plus délicate qu'on ne l'a imaginé tout d'abord. Les documents accumulés sur ce sujet sont de valeur inégale. Il est certain qu'on doit toujours avoir présent à l'esprit les

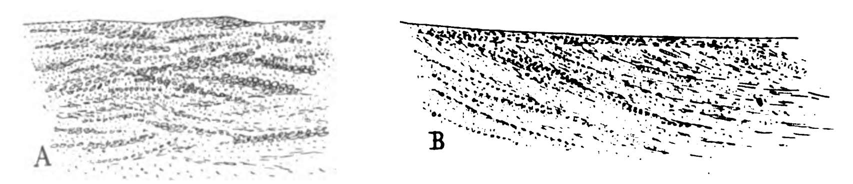


Fig. 199. — Stratification torrentielle (A) et stratification deltaïque (B). Coupes schématiques.

différentes causes qui ont pu amener le passage de l'accumulation au creusement, et ne pas considérer de parti pris une seule.

Étude géologique de l'accumulation. — Même lorsque les formes topographiques dues à l'accumulation ont disparu par suite de l'érosion, les lambeaux d'alluvions conservés par endroits sont un sujet d'étude intéressant non seulement pour le géologue, qui les classe sous la rubrique *alluvions anciennes*, et les observe dans les carrières ou les coupes naturelles des chemins, mais même pour le géographe. Celui-ci y trouve en effet des témoins d'un certain stade d'érosion, pouvant expliquer certaines formes dues à un cycle antérieur. Il y a intérêt à savoir reconnaître dans une coupe un ancien delta, un ancien cône de déjection, une ancienne terrasse.

Les dépôts d'une plaine d'inondation sont formés d'éléments fins, sable, argile, cailloutis menus, bien calibrés et se succédant en strates parallèles. Au contraire, les dépôts torrentiels sont caractérisés par une stratification confuse, où les couches s'entrecroisent suivant des angles aigus. Cette structure très caractéristique permettra notamment de distinguer un cône de déjection d'un delta, où la pente des couches est régulière et diminue progressivement, en même temps que la grosseur des matériaux (fig. 199).

L'âge relatif des terrasses est important à connaître. En général, les terrasses les plus élevées sont les plus anciennes (cf. fig. 197). Un critérium plus sûr peut être tiré de l'état de décomposition plus ou moins avancé des cailloux. Les terrasses, généralement perméables, sont parcourues par les eaux d'infiltration, la décomposition chimique y attaque particulièrement les cailloux cristallins et calcaires. Sur le bord des Alpes, on reconnaît les terrasses anciennes à la décomposition avancée des granites, qui s'effritent en arène sous la pression des doigts.

Cycle d'érosion, jeunesse, maturité, sénilité. — Nous sommes maintenant en état de comprendre pleinement la signification du terme *cycle d'érosion*. Il désigne une succession invariable d'événements, dus principalement à l'action des eaux courantes, par laquelle les formes originelles de la surface du sol sont transformées, en aboutissant à un terme toujours identique : la pénéplaine.

Les débuts du cycle sont marqués par une activité très grande de tous les agents d'érosion : creusement rapide du lit, éboulements et ravinements sur les versants en pente raide, captures modifiant le réseau hydrographique, qui n'est point encore adapté aux conditions de pente et de structure. Ce premier stade peut être appelé la *jeunesse*, et l'on parlera des formes développées généralement dans ces conditions comme de *formes de jeunesse*. Les exemples les plus frappants s'en trouvent dans les montagnes, avec leurs gorges, leurs plaines d'alluvions grossières, leurs cascades, leurs torrents, etc.

Quand les rivières principales ont atteint le profil d'équilibre, les affluents suivent leur exemple, puis la pente des versants s'adoucit; les éboulements sont remplacés par le glissement insensible des produits de décomposition. Les modifications de la surface continuent, mais d'une façon plus lente et plus régulière. Le modelé, adapté à la structure du sous-sol, paraît réglé en vue de l'écoulement le plus constant des eaux. Cet état paraît mériter le nom de *maturité* et l'on parlera de *formes de maturité*, comme on parle de formes de jeunesse.

L'évolution continuant, on verra la pente des versants diminuer encore, la surface générale s'approchant de plus en plus d'une pénéplaine. Les produits de décomposition s'accumulent, voilant toute aspérité du sous-sol, filtrant les eaux, et réduisant le ruissellement

superficiel. Les rivières lentes et paisibles ne charrient plus que des particules argileuses. L'accumulation n'est pas plus active que le creusement. Il semble que toutes les forces soient endormies. Cet état mérite bien le nom de *sénilité*. La pénéplaine est le type des *formes séniles*.

La notion de cycle d'érosion est aussi ancienne que celle de pénéplaine; elle est implicitement contenue dans les écrits des premiers géologues qui ont reconnu le rôle primordial des eaux courantes dans le modelé. Mais c'est W. M. Davis [22] qui a créé les termes et introduit les expressions imagées de jeunesse, maturité, sénilité, devenues d'un usage courant.

Des doutes ont été récemment élevés [23, 24] sur leur valeur, et il faut reconnaître que leur usage présente souvent des difficultés. Si les deux termes extrêmes du cycle d'érosion sont faciles à reconnaître, le terme moyen, la maturité,reste une notion un peu vague. Davis lui-même éprouve le besoin de préciser, en parlant presque toujours de maturité commençante, ou de maturité parfaite, ou de maturité avancée.

Pour dissiper toute confusion, il est bon d'appeler l'attention sur les points suivants :

Le cycle d'érosion est une succession d'événements, c'est, au fond, une notion géologique, ou dynamique; ce n'est que par application qu'elle devient une notion géographique ou descriptive, l'expérience montrant que des formes déterminées correspondent en général à chaque stade.

L'âge des formes ne correspond pas forcément à celui du cycle. Dans une région formée de couches de consistance variée, le cycle d'érosion est partout théoriquement au même stade, mais l'évolution peut être plus rapide dans les roches tendres, où se développeront des formes de maturité avancée, alors que les roches dures offriront encore des formes de jeunesse (cf. ch. v).

On doit encore se rappeler que le relief général dépend toujours, sauf au stade de sénilité, de l'altitude relativement au niveau de base. Si les formes de jeunesse sont plus frappantes dans les montagnes, on en trouve également dans les collines, et même dans les plaines récemment exondées. La jeunesse se reconnaît toujours à l'instabilité du modelé et du réseau hydrographique, mais les formes et l'aspect général ne peuvent être pareilles en plaine et en montagne.

Ces réserves et ces précisions formulées, l'étude de l'âge des formes topographiques reste un moyen d'analyse géographique qui ne saurait être trop recommandé. Le contraste entre les formes de jeunesse et de sénilité dues à deux cycles successifs est vraiment caractéristique de certaines régions telles que le Massif Central français. Il est plus délicat de distinguer les formes de maturité développées après des formes séniles, ou les formes de jeunesse ayant succédé à des formes de maturité; mais là où la distinction est vraiment impossible, c'est que l'aspect géographique est assez uniforme pour ne pas valoir une analyse, dont l'intérêt serait purement géologique.

Rapidité de l'érosion. — Les considérations précédentes suffisent à montrer dans quelle mesure on peut répondre à la question qu'on est tenté naturellement de poser sur la durée d'un cycle d'érosion. L'évolution sera plus rapide dans les couches tendres et dans les régions de faible relief. Mais dans tous les cas, c'est le stade de jeunesse qui sera le plus court, vu l'activité extraordinaire déployée par tous les agents d'érosion.

L'intervention de l'homme déplaçant les cours d'eau a permis parfois de se rendre compte de la rapidité du creusement du thalweg en vue de l'établissement du profil d'équilibre.

La Kander, torrent débouchant dans l'Aar, fut détournée en 1714 dans le lac de Thun. Les ingénieurs d'alors n'avaient pas tenu compte de l'accroissement de pente qui résultait du rapprochement du niveau de base. Dès que les eaux furent lâchées dans le canal de détournement, elles y commencèrent un furieux travail d'érosion; le canal fut approfondi de 45 mètres et le creusement remonta sur un espace de 9 km. [Aebi, 28].

A la suite de la régularisation du cours de l'Isar, on observa, du 23 octobre 1878 au 14 février 1885, un creusement de 1 m. 443 sur une longueur de 5 kilomètres, correspondant à un déblaiement de 22 775 mètres cubes de matériaux. L'Arve, l'Isère, l'Arc se sont approfondies respectivement, à la suite de travaux semblables, de 2 m. 40, 2 mètres et 3 m. 25.

Fig. 200. — Plan de la cataracte du Niagara (chute canadienne) montrant le recul de la chute, d'après Gilbert.

Le tracé en points et traits marque le bord du fer à cheval en 1842, — le tracé en traits discontinus le représente en 1875, — le trait continu marque le bord en 1905. AB est la ligne à partir de laquelle est mesuré le recul.

La Duna, rivière de la Lithuanie, bloquée en 1901 par une débâcle de glaçons, se déversa dans un vallon latéral, et, en 34 heures, put creuser dans des dolomies et marnes dévoniennes une gorge de 1 mètre à 3 m. 50 de profondeur, de 4 à 8 mètres de largeur, représentant un déblaiement de 2.250 mètres cubes de matériaux [Doss, 33].

Les chutes d'eau et les cataractes sont particulièrement intéressantes pour fixer les idées sur la rapidité de l'érosion. La cataracte du Niagara, une des plus grandioses et la mieux étudiée certainement du monde entier, a fourni des documents précieux à cet égard [29, 30]. Le seuil calcaire entaillé en fer à cheval, d'où se précipitent les eaux de la chute canadienne, a reculé de 100 m. de 1842 à 1905, soit en moyenne 1 m. 64 par an de 1890 à 1905. D'après Spencer [30], l'érosion n'est pas due seulement au sapement des schistes marneux formant le pied de la falaise, mais aussi à l'attaque directe de la table calcaire, qui forme le bord de l'abrupt d'où se précipite la chute.

Il ne faut pas oublier que ces chiffres se rapportent à des cas exceptionnels, le travail de l'érosion est essentiellement discontinu dans le temps et

dans l'espace. Le ruissellement, qui façonne les versants des vallées, n'entre en jeu qu'après de fortes pluies. Le creusement même du lit et l'alluvionnement se manifestent particulièrement dans les crises du régime fluvial. Une crue subite réveille les forces d'érosion chez la rivière la plus tranquille. En quelques jours, creusant ici, déposant là, elle pourra accomplir plus de changements dans la topographie de son lit ou de sa vallée que dans le cours de plusieurs années, parfois même d'un siècle. Cette activité spasmodique est de plus localisée en certains points. C'est dans les régions parvenues à maturité qu'elle est répartie de la façon la plus uniforme; aussi est-elle moins sensible que dans la jeunesse, où le creusement du lit se poursuit très rapidement, partout où le profil longitudinal présente une brisure. Les rapides et les chutes sont des lieux d'érosion intense, mais la rivière la plus fougueuse a des sections où son activité semble endormie. Dans les gorges du Tarn, où l'érosion poursuit son œuvre de façon visible, on passe alternativement par des rapides où le fleuve bouillonne, et par des espèces de lacs appelés *planiols*.

Le volume des sédiments charriés par les grands fleuves peut être pris comme mesure de la valeur de la dénudation actuelle. Le Rhône, dans son cours supérieur, enlève à son bassin une couche épaisse en moyenne de 0,288 mm. par an; pour la Reuss on a trouvé 0,242 [31]. En combinant diverses évaluations analogues, déduites de mesures effectuées sur divers grands fleuves (Nil, Mississipi, etc.), et en tenant compte approximativement des sédiments déposés dans les lacs et les bassins intérieurs, PENCK conclut que l'épaisseur de la couche enlevée annuellement par la dénudation fluviale serait de 0,64 mm., et qu'un abaissement moyen d'un mètre demanderait 1440 ans [8].

S'il est impossible de donner une valeur moyenne du cycle d'érosion, on peut en définitive conclure que cette durée est faible par rapport à celle d'une période géologique.

---

1. — SURELL (AL.). Études sur les torrents des Hautes Alpes. Paris, 1841. 2e édit. par CÉZANNE, Paris, 1872, 2 vol. in-8°, 321 et 386 p.

2. — RÜTIMEYER. Ueber Thal-und Seebildung. Basel, 1869, in-8°, 95 p.

3*. — HEIM (A). Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel, 1878, 2 vol. in-4° et atlas (v. spéc. I, ch. V, p. 247-346).

4. — POWELL (J. W.). Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. Washington, 1875 (v. spéc., p. 149-214 : On the physical feature of the valley of Colorado).

5. — GILBERT (G.K.). Geology of the Henry Mountains. *G. Geol. Surv. of the Rocky Mountains*, 1877 (chap. v, Land sculpture).

6. — PHILIPPSON. Studien über Wasserscheiden, ein Beitrag zur Erosionstheorie. *M. Ver für Erdkunde Leipzig*, 1886, 163 p., 42 fig.

7. — RICHTHOFEN. Führer für Forschungsreisende. Hannover, 1886, in-8°, 734 p.

8. — PENCK. Die Denudation der Erdoberfläche. *Schr. Ver. für Verbreitung*



naturwiss. Kenntnisse Wien, 1887 (cf. Morphologie der Erdoberfläche, spéc. I, p. 244-385).

9*. — LA NOË (G^al de) et Emm. de MARGERIE. Les formes du terrain. Paris, 1888, 1 vol. et atlas.

10. — LAPPARENT (A. de). Leçons de géographie physique. Paris, 1896, 3e édit., 1907, in-8°, 728 p.

11. — BAZIN et DARCY. Recherches hydrauliques. *CR. Ac. Sc.*, LVII, 1863, p. 192-205.

12. — UNWIN. On the friction of water against solid surfaces. *Pr. R. Soc. London*, XXXI, 1880-81, p. 54-58.

13. — *Bureau hydrométrique fédéral.* Régime des eaux en Suisse, 3e partie, Profils en long des cours d'eau. Berne, 1901 et 1904.

14. — Ministère de l'Agriculture. — Direction de l'Hydraulique et des améliorations agricoles. Service d'études des grandes forces hydrauliques dans la région des Alpes, t. II, 1905, t. III et IV (planches et cartes), 1908.

15*. — BRUNHES (J.). Le travail des eaux courantes, la tactique des tourbillons. *Mém. Soc. Fribourgeoise des Sc. Nat.*, 1902, p. 153-224, l'étude la plus complète sur les marmites d'érosion.

16. — BRIQUET (A.). Phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa. *An. Soc. Géol. du N.*, XXXIV, 1905, p. 111-120, pl. 5. — Cf. La capture de l'Authie, *ibid.*, p. 290-293, pl. 12.

17. — VIDAL DE LA BLACHE (Cap. J.). Étude sur la vallée lorraine de la Meuse. Paris, 1908, in-8°, 190 p. 8 pl.

18. — STEFFEN (H.). The Patagonian Cordillera and its main relief. *G. J.*, XVI, 1900, p. 14-58 et 185-210 (cf. GALLOIS. Les Andes de Patagonie. *A. d. G.*, 1901, p. 232-259).

19. — GÖTZINGER (G.). Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. *G. Ab.*, IX, 1907, 174 p.

20. — BABINET. Influence du mouvement de la terre sur le cours des rivières. *CR. Ac. Sc.*, XL, 1849, p. 638, première mention de la loi dite de BAER reprise par celui-ci dans : Ueber ein allgemeines Gesetz in der Gestaltung des Flussbettes. *Bul. Ac. Sc. Pétersbourg*, II, 1866, p. 1, 218 et 353.

21. — FABRE (L. A.) et MARCHAND (E.). Les érosions torrentielles et subaériennes sur les plateaux des Hautes-Pyrénées. *C. R. Congr. Soc. savantes*, 1899, Section Sc., p. 181-220 (étudient spécialement le plateau de Lannemezan).

22. — DAVIS (W. M.). Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1912, in-8°, 565 p. Cf. Geographical Essays, Boston, 1909, in-8°, 772 p. (reproduction d'articles), spécialement The Geographical cycle (1899) et : The peneplain (paru en français. *A. d. G.*, 1899, p. 289 et 385).

23. — PASSARGE (S.). Physiologische Morphologie. *Mit. G. Ges. Hamburg*, XXVI, 1912, p. 134-337, 1 carte.

24. — HETTNER (H.). Alter und Form der Täler. *G. Z.* I, XVII, 1912, p. 665-682.

25. — BROWN (R. M.). The Mississippi River from Cape Girardeau to the head of the passes. *Bul. Amer. G. Soc.*, 1902-1903, 21 p.

26. — LAMOTHE (M. de). Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (4) I, 1901, p. 297-383. Cf. Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (4) I, 5, 1911, 288 p., 4 pl.

27. — DAVIS (W. M.). The terraces of the Westfield river (Mass.). *American J. of. Sc.*, XIV, 1902, p. 77 (cf. River terraces in New England. *Bul. Mus. of comparative Zoology*, XXXVIII, p. 281-346).

28. — AEBI (H.). Die Wasserbauten des Berneroberlandes. *Jb. Schw. Alpenclubs*, XXIII, 1887-88, p. 304-330.

29*. — GILBERT (G. K.). Niagara falls and their history. *Nat. G. Monographs*, I, 7, 1895, p. 203-236 (cf. Rate of recession of Niagara falls. *Bul. U. S. Geol. Surv.*, n° 306, 1907).

30. — SPENCER (J. W.). The falls of Niagara. *Geol. Surv. Depart. of Canada*, Ottawa, 1907, in-8°, XXXII + 490 p., 41 pl.

31. — HEIM (A.). Ueber die Erosion im Gebiete der Reuss. *Jb. Schw. Alpenclubs*, XVI, 1878-79, p. 371 (cf. UETRECHT. Die Ablation des Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiet. *Dis., Bern*, 1906).

32. — GEIKIE (A.). On denudation now in progress. *Geol. Mag.*, V, 1868, p. 249 (cf. PENCK. Morphologie, I, p. 379-385).

33. — DOSS (B.). Ueber einem bemerkenswerthen Fall von Erosion durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland. *Z. D. Geol. Ges.*, 1902, p. 1-23.

34. — MARGERIE (Emm. de). L'étude du profil en long des cours d'eau français. *A. d. G.*, XIX, 1910, p. 318-342.

35. — ANDERSSON (J. G.) Solifluction a component of subaerial denudation. *J. Geol.*, XIV, 1906, p. 91-112.

36. — HORWITZ (L.). Contribution à l'étude des cônes de déjections dans la vallée du Rhône (*Bul. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, XLVII, 1911, p. 215-230) (cf. STINY (J.) Die Muren. Versuch einer Monographie, mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in der Tiroler Alpen. Innsbruck, 1910, in-8°, VIII + 141 p. et M. GORTANI, Materiali per lo Studio delle forme di accumulamento. *Mém. G. Suppl. alla Riv. G. Ital.*, n° 20, 1912).

37. — GIGNOUX (M.). Résultats généraux d'une étude des anciens rivages dans la Méditerranée occidentale. *An. Univ. Grenoble*, XXIII, 1911.

CARTES A CONSULTER

Ruissellement et torrents. — *France, 80 000* : 178 Grenoble NE. et SE. 160ter Vallorcine NW., 200, Gap.

Suisse, 50 000 : 410 Thusis, 482 Sierre, 401 Elm, 496 Visp, 508 Biasca.

Vallées dissymétriques. — *France, 80 000* : 240 Tarbes NE., 241 St-Gaudens NW. et SW., 228 Castelnau, 229 Auch NW. et SW.

France, 200 000 : 70 Tarbes, 71 Toulouse.

Méandres divagants. — *Map of the alluvial valley of the Mississipi river*, published by the Mississippi river commission. St. Louis Mo.

Mitteleuropa, 200 000 : 34/48 Wien, 38/46 Szegedin, 35/48 Presburg.

Roumanie, 50 000 : XVIII/Y, Tichilescii; XVIII/Z, Turcoia; XX/Y Giurgenii ; XXI/Y Harsova ; XI/T Racaciuni ; X/T Bacau.

Roumanie, 200 000 : VI/F Harsova; VII/N Calarasi.

Méandres encaissés. — *France, 80 000* : 15 Givet; 19 Yvetot SE.; 30 Lisieux NE.; 31 Rouen NW. et SW.; 210 Orange NW.

France, 50 000 : XXIV/14 Lagny, XXII/13 Pontoise, XXII/14 Versailles.

France, 200 000 : 15 Rouen.

Allemagne, 100 000 : 523 Trier, 524 Berncastel, 504 Cochem.

Würtemberg, 50 000 : XXXIV Besigheim, XXX Hall, XXXIX Liebenzell.

Belgique, 40 000 : 53 Dinant.

Suisse, 25 000 : 317 Kirchlindach. 331 Freiburg.

États-Unis, 62 500 : Pennsylvania : Pittsburg, Brownsville, Rural valley; — Ohio : St. Clairsville; — W. Virginia : Elizabeth, Philippi, Clarington.

Méandres recoupées. — *France, 80 000* : 110 Clamecy SE.
France, 50 000 : XXXIV/14 Lagny.
Allemagne, 100 000 : 524 Berncastel, 574 Heilbronn.
Würtemberg, 50 000 : Blaubeuren, Besigheim, Liebenzell.
Würtemberg, 25 000 : 32 Lauffen, 33 Grossbottwar.

Grandes vallées à cônes de déjection. — *France, 80 000 :* 178, Grenoble SE.
Suisse, 50 000 : 482 Sierre, 486 Sion, 490 Obergestelen, 518 St-Moriz, 521 Bernina.
Autriche-Hongrie, 75 000 : 21/IV Trient, 19/IV Meran, 19/VIII Ober-Drauburg und Mauthen, 21/V Borgo und Fiera di Primiero, 10/III Glurns und Ortler.

Terrasses et méandres. — *Suisse, 25 000 :* 329 Düdingen.
Bade, 25 000 : 51 Karlsruhe, 43 Graben.
États-Unis, 62 000 : Massachusetts : Hartford, Springfield.

Plate-formes de roches dures. — *France, 200 000* : 16 Soissons, 25 Melun.
Etats-Unis, 250 000 : Arizona : Kaibab, Echo cliffs, San Francisco mountains, Chino, — Arizona special map 1 : 48 000, Bright Angel et Vishnu (Grand Canyon du Colorado).

CHAPITRE IV

INFLUENCE DES ROCHES SUR LE MODELÉ

Sens de la question. — Dès qu'on a commencé à étudier rationnellement le relief du sol, c'est-à-dire à essayer d'en trouver une explication naturelle, on a remarqué que certaines roches offrent des formes caractéristiques, permettant souvent de les reconnaître. Un esprit observateur a vite fait de s'habituer aux corniches des plateaux calcaires, au modelé indécis et mou des pentes argileuses, aux aspects ruiniformes des dolomies, aux piliers des escarpements de grès, aux bosses arrondies des dômes granitiques. Naturellement on est conduit à l'idée qu'il y a pour chaque roche un type de relief spécial. C'est ainsi que se présente à l'esprit des débutants l'influence de la géologie sur les formes du terrain. Ces conceptions sont si simples et si naturelles, qu'on les retrouve partout sous la plume des premiers auteurs qui ont essayé une explication génétique du relief du sol (Léopold de Buch, Humboldt, Ami Boué, etc). Elles étaient déjà la marque d'un progrès notable dans l'étude des formes de la surface terrestre.

Mais dès que l'expérience s'étendit quelque peu, on reconnut que les mêmes roches n'affectaient pas partout les mêmes formes. L'Amérique, avec la variété de ses climats de l'Atlantique au Pacifique, offrit aux géologues l'occasion de voir combien les conditions de l'érosion pouvaient diversifier les formes du relief. Quand l'exploration du continent africain commença à être entreprise par des naturalistes, on s'aperçut que, sous les climats tropicaux, les roches éruptives étaient loin de jouer toujours le même rôle que dans la zone tempérée. C'est ainsi que Passarge notait dans l'Adamaoua les saillies formées par les grès au milieu des dépressions granitiques.

Même dans une région limitée, les mêmes roches peuvent donner

des reliefs très différents suivant les conditions de la tectonique et de l'érosion. A côté des plateaux calcaires de la région parisienne ou des Causses, les Alpes calcaires nous offrent des aiguilles et des crêtes déchiquetées. Les terrains argileux, dont le modelé effacé passe pour caractéristique, peuvent, sur les pentes raides et déboisées, être découpés par l'érosion en un fouillis de rigoles et de crêtes instables (pl. XII). Les reliefs arrondis du granite vosgien (pl. XI, A et C) ne doivent pas faire oublier les aiguilles du massif du Mont-Blanc (pl. III, A).

De pareilles anomalies expliquent sans doute que l'on cherche vainement dans les meilleurs traités de géographie physique un chapitre sur les reliefs caractéristiques des divers terrains. L'influence des roches sur le relief est cependant incontestable; par leurs propriétés physiques diverses, elles introduisent des perturbations locales dans l'évolution normale du modelé d'érosion, dont nous venons d'étudier les lois. Suivant le degré plus ou moins avancé de l'évolution, cette influence est plus ou moins marquée. C'est entre la jeunesse et la maturité que le relief offre les contrastes les plus frappants suivant la nature des roches. Au début du cycle d'érosion, le relief n'est pas encore diversifié, c'est ce qu'on peut appeler le stade infantile; à la fin du cycle la différenciation est effacée, c'est la sénilité. Cependant tout contraste ne peut entièrement disparaître, on remarque encore de légères saillies formées par les roches les plus résistantes; il y a même là un des indices les plus importants, qui permettent de reconnaître une pénéplaine d'une région dans l'enfance, distinction sur laquelle on s'est quelquefois trompé.

Propriétés physiques des roches. — En quoi consiste l'influence de la nature des roches sur la marche de l'érosion, en d'autres termes quelles sont les propriétés physiques qui peuvent retarder ou accélérer l'évolution?

On parle souvent de roches dures et de roches tendres. Ces termes assez vagues devraient être remplacés par ceux de roches résistantes et roches peu résistantes à l'érosion. La résistance à l'érosion dépend de la structure interne, plus ou moins compacte, plus ou moins homogène. Nous avons déjà vu (chap. II) que les roches non homogènes sont attaquées plus rapidement par la décomposition; il en est de même pour l'érosion proprement dite. THOULET [6] en projetant sur des plaques polies de diverses roches une poudre de quartz lancée par un jet d'air comprimé, a constaté que le granite est érodé

plus rapidement que le basalte ou les diorites à grain fin, le grès plus vite que le calcaire compact.

Il importe aussi de savoir si les roches sont plus ou moins fissurées. Presque toutes les roches assez homogènes sont traversées de cassures, appelées *diaclases* par DAUBRÉE. Ces cassures, dont l'orientation est souvent assez constante, ont une grande influence sur le relief des hautes montagnes. Les eaux s'y infiltrent, et la désagrégation par le gel détermine sur les versants en forte pente le décollement de pans de rochers qui s'éboulent. Les formes des crêtes et des escarpements sont ainsi déterminées par les plans de diaclases. Dans les régions moins accidentées, où domine la décomposition chimique, les diaclases ont encore une grande importance, parce qu'elles facilitent la pénétration des eaux. La craie, roche naturellement imperméable, est rendue aussi spongieuse que le grès le plus léger par un réseau serré de fissures qui la traversent dans tous les sens.

La *perméabilité* est peut-être la propriété physique la plus importante. Lorsqu'elle est très grande, elle peut supprimer à peu près complètement le ruissellement superficiel. L'évolution normale du cycle d'érosion est troublée ou retardée. La *solubilité* dans l'eau est souvent en rapport avec la perméabilité (calcaire, gypse).

Principe de la classification géologique des roches. — L'interprétation du relief suivant la nature des roches n'exige pas des connaissances géologiques et pétrographiques très approfondies. Encore faut-il en posséder quelques-unes. Ni l'étude d'un traité élémentaire de géologie, ni la lecture attentive des cartes géologiques ne sauraient suffire, sans le maniement d'échantillons et la vue du terrain.

Il importe de bien se pénétrer de cette idée que la classification et les dénominations géologiques des roches sont tirées de considérations tout à fait étrangères à la géographie. Ce n'est point d'après leur résistance, leur perméabilité, leur compacité, leur solubilité que se distinguent les roches, mais d'après de tout autres indices. Il faut donc bien se garder de croire qu'un nom déterminé : granite, grès, calcaire, représente une roche bien définie ayant toujours les mêmes propriétés physiques. Il y a des calcaires très durs, d'autres très peu consistants; tel granite est très siliceux et très compact, tel autre est décomposé rapidement. Faute de reconnaître cette vérité essentielle, on s'exposerait à bien des méprises. Il y a donc une nécessité absolue pour le géographe à connaître le principe de la classification géologique des roches. C'est ce que nous allons essayer d'exposer très brièvement, renvoyant aux traités de géologie pour une étude complète de ce sujet [HAUG, 5].

La considération qui dicte la classification géologique des roches est celle de leur mode de formation. On distingue les roches *sédimentaires* et les roches *éruptives*. Les premières sont des dépôts marins, lacustres ou continentaux, plus ou moins transformés; elles sont généralement reconnais-

sables à leur disposition en couches ou *strates* parallèles. Les roches éruptives, résultat du refroidissement et de la cristallisation d'éléments minéraux en fusion, ont au contraire généralement une structure massive. On doit remarquer cependant que les roches volcaniques se présentent souvent en véritables strates (coulées de laves, ou couches de cendres).

Roches sédimentaires. — La plupart des roches sédimentaires dérivent de dépôts semblables aux dépôts actuels appelés terrigènes par les océanographes (v. 3[e] partie, chap. I), transformés sous l'influence du tassement, de l'infiltration des eaux et des pressions exercées par les mouvements du sol. Les cailloutis, cimentés entre eux par la silice ou le calcaire dont sont chargées les eaux d'infiltration deviennent des *conglomérats* (si les cailloux sont anguleux), ou des *poudingues* (s'ils sont roulés). Le sable, par un procédé analogue, donne du *grès*, qui pourra être *calcaire* ou *siliceux* suivant la nature du ciment. L'arène provenant de la décomposition d'une roche granitique peu ou pas remaniée, forme un grès grossier connu sous le nom d'*arkose*.

Les vases argileuses prennent, sous la seule influence du tassement, une structure feuilletée; soumises à de fortes pressions, par suite d'actions orogéniques, elles se transforment en *schistes*.

Les vases peuvent être plus ou moins riches en carbonate de chaux. Si la proportion est faible on a des *marnes*, que le tassement et les pressions transforment en *calcaires marneux*. Si le carbonate de chaux domine, il en résultera un véritable *calcaire* compact. Si au carbonate de chaux se mêle le carbonate de magnésie, on aura une *dolomie*.

Sur les côtes calcaires, les eaux étant chargées de carbonate de chaux, les coquilles des mollusques brisées sont agglomérées en *lumachelle* ou *calcaire coquillier* (*Muschelkalk*). Dans les mers très chaudes, on voit s'édifier sur les seuils sous-marins battus par les vagues des *récifs coralliens*, dont nous étudierons plus loin les formes curieuses, et qui donnent des *calcaires coralligènes*. Ainsi les conditions de la formation des roches varient selon le climat.

Toutes les roches ne dérivent pas de dépôts terrigènes. Des vases siliceuses ou calcaires, donnant des schistes ou des calcaires, ont pu se former, comme les dépôts pélagiques actuels, par accumulation de coquilles d'animaux ou par précipitation chimique. On doit tenir compte aussi de la précipitation chimique pour expliquer les couches de sel et de gypse, qui se présentent parfois sur de grandes épaisseurs.

Il importe de noter que toutes les roches sédimentaires sont constamment en voie de transformation. Les eaux d'infiltration en dissolvent partiellement les éléments et déposent d'autre part les sels dont elles sont chargées. Ainsi des roches calcaires peuvent devenir presque entièrement siliceuses (*meulière*). Les pressions exercées, surtout lors de la formation des montagnes, ont une action non moins importante : elles accentuent la division de la roche en bancs, mais elles peuvent produire aussi des cassures perpendiculaires ou obliques à la stratification (*diaclases*); il en résulte parfois une schistosité apparente, qui peut tromper un observateur non averti. Mais l'effet le plus commun des pressions auxquelles sont soumises les roches est de les rendre plus compactes et plus résistantes. Aussi, d'une manière générale, les roches anciennes sont-elles plus dures que les roches récentes. Les calcaires et les grès primaires sont ainsi généralement de couleur plus foncée et de structure plus compacte que les mêmes roches secondaires et tertiaires. L'âge des roches sédimentaires a donc une certaine importance à ce point de vue; mais il ne faut pas oublier qu'il existe

des régions étendues comme la Russie, où les couches primaires, n'ayant jamais subi de plissements vigoureux, sont restées presque dans l'état où la mer les a déposées.

Roches éruptives. — La variété des roches éruptives égale celle des roches sédimentaires. Leur étude, perfectionnée par l'usage du microscope et de l'analyse chimique est devenue une discipline spéciale. Un rôle de premier ordre revient aux pétrographes français dans les efforts faits pour établir une nomenclature claire des nombreux types locaux distingués.

La confusion venait des différents principes de classification tour à tour employés. Tout le monde est maintenant d'accord pour écarter l'âge géologique. Il n'y a aucune différence essentielle entre les *mélaphyres* anciens et les basaltes récents, les *porphyres pétrosiliceux* et les ryolithes. La structure et la nature minéralogique des éléments sont les deux seuls principes de la classification proposée par MICHEL-LÉVY [4], qui n'utilise pas directement les distinctions génétiques et chimiques.

Suivant la structure, on distingue des roches à gros éléments, tous de même taille (*structure grenue*, type : *granite*) ou de deux tailles différentes (*structure microgrenue*, type : *microgranulite*); — des roches présentant une pâte amorphe en apparence, mais que le microscope résout en *microlithes* (*structure microlithique*, type : *porphyre*, ou *rhyolithe*); — des roches à pâte entièrement amorphe (*structure ophitique* ou *vitreuse*).

Suivant la nature minéralogique on distingue des roches à éléments blancs (*feldspaths* et *feldspathides*), avec quartz (exemple : *granite*), ou sans quartz (exemple : *syénite*, *gabbro*, etc.); — et des roches sans éléments blancs avec prédominance d'éléments colorés riches en fer (exemple : *péridotite*).

Les différences de nature minéralogique ne sont point cependant sans rapport avec les différences chimiques, consacrées par l'ancienne classification en roches *acides* et *basiques*. Les roches à quartz sont les plus acides, c'est-à-dire les plus riches en silice, les plus pauvres en éléments ferromagnésiens (granite pour le type grenu, ryolithe pour le type microlithique). Les roches sans éléments blancs sont les plus basiques. L'acidité des roches à feldspath et sans quartz dépend de la nature des feldspaths alcalins ou calcosodiques. Les *syénites* parmi les roches de type grenu, les *trachytes* parmi les roches de type microlithique sont plus acides; les *gabbros* et les *diorites* parmi les roches grenues, les *basaltes* et les *andésites* parmi les roches microlithiques sont plus basiques. Cette constatation n'est pas sans intérêt, car nous verrons que l'acidité plus ou moins grande des laves a une certaine importance au point de vue des formes de relief volcaniques.

Les différences de structure correspondent aussi grosso modo à des différences génétiques. La structure ophitique est absolument spéciale aux roches provenant du refroidissement à la surface du sol, c'est-à-dire aux *roches volcaniques* (basalte, trachyte, rhyolithe, etc.); la structure grenue aux roches provenant du refroidissement en profondeur d'un magma se rapprochant de la surface sans l'atteindre, c'est-à-dire aux *roches plutoniennes* (granite, syénite, gabbro, etc.). La structure microgrenue est commune dans les *filons*, la structure microlithique est la plus répandue parmi les roches volcaniques.

Ces constatations sont d'un grand intérêt géographique; elles rattachent la classification de laboratoire, à laquelle sont arrivés les pétrographes, aux conditions naturelles. La distinction entre les roches volcaniques et plutoniennes sépare en effet des roches dont le rôle géographique est

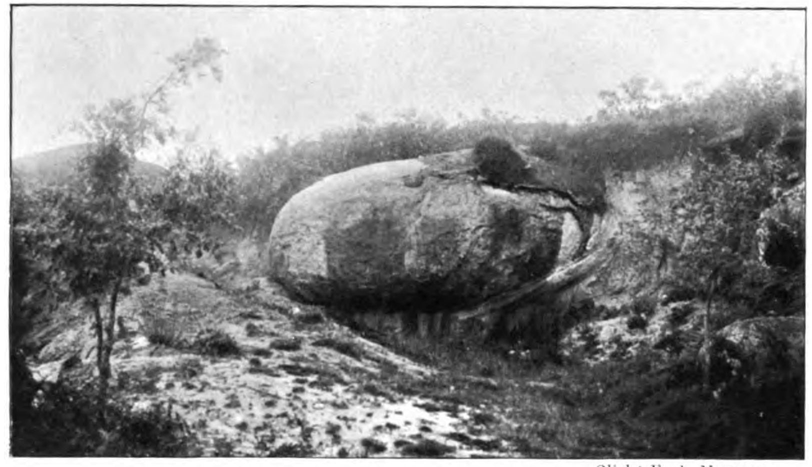
entièrement différent. Les premières, s'épanchant à la surface, accompagnées généralement de produits de projections (cendres, scories), sont capables d'édifier avec une grande rapidité des reliefs postiches, qui représentent une famille de formes spéciales, dignes d'être étudiées dans un chapitre particulier (ch. VI). Les secondes n'apparaissent à la surface du sol que lorsque l'érosion a enlevé leur couverture de roches sédimentaires. Leur affleurement signale donc un point où l'érosion a été particulièrement intense, où le relief a été bouleversé par des mouvements de la croûte terrestre, montagnes, ou anciennes montagnes arasées.

Roches cristallophylliennes, ou métamorphiques. — Il existe une troisième grande catégorie de roches, formées de cristaux comme les roches cristallines, mais stratifiées comme les roches sédimentaires. Après avoir longtemps discuté sur leur origine, les géologues s'accordent généralement à les considérer comme des roches sédimentaires, transformées sous l'influence du magma incandescent, d'où sont issues les roches éruptives. C'est ce qu'on appelle le métamorphisme ; par suite ces roches, jadis nommées *cristallophylliennes*, d'après leur structure, sont souvent appelées maintenant *métamorphiques*, d'après leur origine présumée.

On a décrit des cas typiques, où un affleurement granitique est entouré d'*auréoles* concentriques de roches métamorphosées par son influence. Les schistes se chargent de cristaux, puis de lamelles de chlorite et de mica (*chloritoschistes*, *micaschistes*), enfin de feldspaths qui en font une sorte de granite schisteux appelé *gneiss* ; les grès s'imprègnent de silice, devenant des *quartzites* ; les calcaires deviennent cristallins (*cipolins*) et se transforment au voisinage du granite en *amphibolites*.

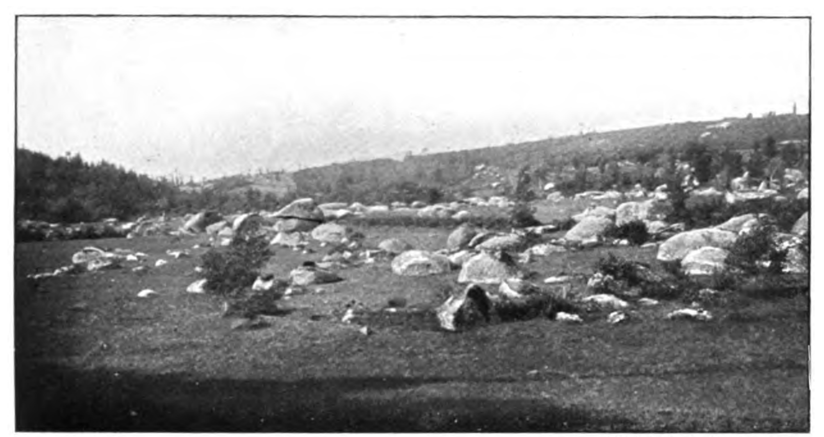
Les grandes épaisseurs de terrain métamorphique mises à jour par l'érosion dans les régions plissées appellent une autre explication. On admet maintenant qu'elles sont dues à un affaissement des couches sédimentaires les faisant arriver à des profondeurs assez grandes pour que l'élévation de la température amène une fusion partielle de leurs éléments, et les rende perméables aux vapeurs se dégageant du magma interne. C'est ce qui a dû se produire dans les régions de sédimentation continue, que les plissements ont fini par soulever et par transformer en montagnes (*géosynclinaux* cf. chap VIII).

Classification morphologique des roches. — Si l'on veut classer les roches suivant les conditions morphologiques du modelé qu'elles reçoivent de l'érosion, il faut chercher un principe entièrement différent de celui qui préside à la classification géologique. La distinction en roches sédimentaires, éruptives et cristallophylliennes ne sépare pas des roches réellement différentes au point de vue de leur résistance à l'érosion. Les gneiss et les granites donnent des formes assez semblables. Les micaschistes et les chloritoschistes ont des propriétés communes avec les schistes sédimentaires. Les plateaux basaltiques sont, comme les plateaux calcaires, caractérisés par leurs formes tabulaires, la disparition rapide des eaux tombées à leur surface et l'abondance des sources dans des vallées profondes et peu nombreuses.



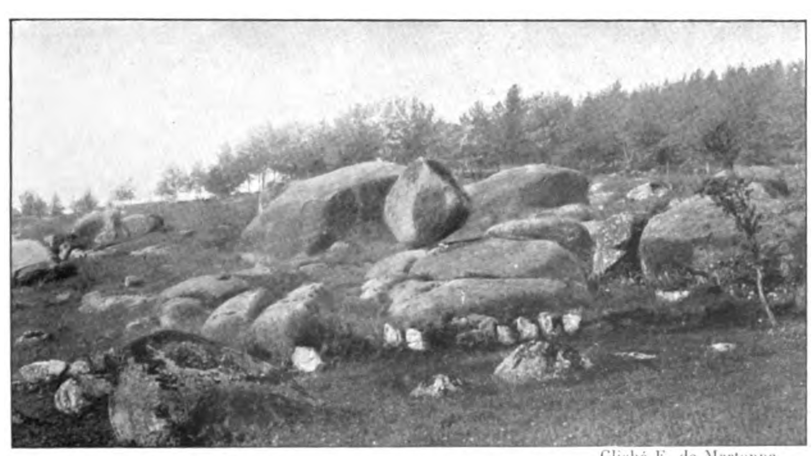
Cliché E. de Martonne.

A. — DÉCOMPOSITION EN BOULE PRÈS SAINT-SALVY (SIDOBRE).



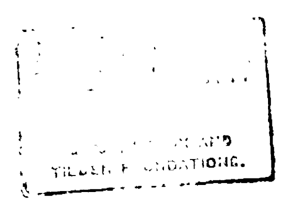
Cliché E. de Martonne.

B. — SOURCES DU RUISSEAU DE LÉZERT DANS LE SIDOBRE.
Blocs en partie dégagés par le ruissellement.



Cliché E. de Martonne.

C. — LE SIDOUBRET PRÈS MALACAN (SIDOBRE).
Blocs perchés sur une pente exposée au ruissellement.


TILDEN F NDATIONS.

Une classification géographique des roches devrait être basée sur les propriétés physiques et chimiques qui les rendent plus ou moins sensibles aux agents d'érosion et sur leur mode de gisement. Des cartes géologiques conçues suivant ce principe, ainsi que le propose PASSARGE [7], rendraient évidemment de grands services aux géographes.

Quelle que soit leur origine, il y a des caractères communs entre toutes les roches perméables, les opposant aux roches imperméables. Les roches qui sont facilement dissoutes par les eaux d'infiltration diffèrent profondément des roches insolubles. Les versants des vallées gardent une pente plus accusée dans les roches homogènes et compactes, que dans les roches formées d'éléments hétéroclites ou non cohérents. Les roches massives donnent des reliefs très différents des roches schisteuses et des roches diaclasées.

Il convient de mettre à part les roches volcaniques, qui traversent en filons les couches stratifiées et viennent former à la surface des reliefs d'accumulation (le chapitre IV leur sera entièrement consacré). Les roches granitoïdes, formant des massifs intrusifs, méritent un traitement spécial.

Roches granitoïdes. — Nous comprenons sous cette appellation les roches éruptives à structure grenue (granite, syénite, gabbro) et les gneiss, souvent unis au granite par une transition insensible.

Dans les régions jeunes de fort relief, l'influence de la schistosité (gneiss) ou des diaclases (granite) est prépondérante. L'intercalation de couches ou de noyaux schisteux, non assimilés par le magma éruptif, augmente le caractère hétérogène de la roche et contribue au façonnement des crêtes en dents de scie. Tel est le cas pour la *protogine* du Mont-Blanc, qui donne des aiguilles aussi hardies que l'Aiguille Verte, le Dru, les Droites, etc. (cf. planche III, A).

Dans les régions où l'évolution a été poussée jusqu'à la maturité, les formes sont bien différentes. La surface topographique est dans l'ensemble mamelonnée; des croupes arrondies, séparées par de nombreux vallons au profil adouci, y sont le trait dominant. C'est là l'image la plus connue du relief granitique. La roche n'apparaît presque plus nulle part à nu. Au lieu d'une active désagrégation mécanique, c'est la décomposition chimique qui travaille seule. L'arène qui en résulte forme un épais manteau protégeant les pentes contre la dénudation, ou, entraînée par le ruissellement au fond des vallées, en adoucit encore le profil. Les vallons secondaires sont souvent presque aussi larges que les vallées principales, leur

fond plat est humide, parfois tourbeux; l'arène granitique y forme un sol poreux, qui se sature d'eau comme une éponge (fig. 201). Dans le Morvan, on nomme ces vallons *ouches*. Si l'on peut les drainer, ce sont d'excellentes prairies, sinon on les barre et l'on y crée des étangs. Dans l'Afrique tropicale, de véritables marais, que les indigènes désignent par un nom équivalant à éponge, alternent avec des sommets arrondis.

L'entraînement de l'arène dans les dépressions dégage les parties les plus dures de la roche, qui résistent à la décomposition. Il en

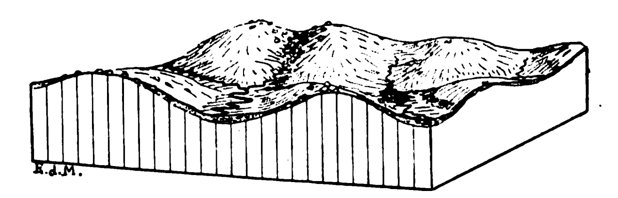


Fig. 201. — Diagramme d'une région granitique parvenue à la maturité.

résulte des chaos de blocs énormes, généralement arrondis, tantôt perchés sur les croupes, tantôt entassés dans les vallons à pente rapide, où l'on entend le torrent gronder sous les rochers.

C'est à ce processus très normal, et non, comme on se l'imagine souvent, à quelque cataclysme, que sont dus les aspects étranges des régions granitiques, soit en Bretagne (Massif du Huelgoat), soit dans les Vosges (Champ du Feu), soit dans le Massif Central (Sidobre de Castres), le Harz ou le Riesengebirge. Toutes les fois qu'on peut observer une coupe naturelle sur les flancs d'un mamelon granitique recouvert d'arène on y voit des blocs arrondis, résidus de la décomposition du granite (voir pl. X, A). Dans les vallons-têtes de sources à fond plat, on observe souvent ces rochers encore à demi enfouis dans le sol (pl. X, B). Les chaos les plus étranges, les blocs perchés qu'une poussée vigoureuse fait osciller, ne sont que le résultat d'une évolution plus avancée, là où l'arène a été complètement enlevée par le ruissellement. Tous les granites ne sont pas également aptes à donner des chaos de rochers; mais les conditions pétrographiques les plus favorables n'ont pas été étudiées.

Dans les pays tropicaux, les formes des reliefs granitiques sont très remarquables, à cause de l'activité de la décomposition chimique. Les chaos de blocs cyclopéens sont communs sur les croupes rocheuses de l'Afrique centrale. Ils forment sur la ligne de partage des eaux entre le Bahr-el-Ghazal et l'Ouellé Makoua des sommets étranges de plusieurs centaines de mètres de hauteur relative (Mont Baghinzé).

Sur la côte orientale du Brésil, le granite se fait remarquer par des formes de sommets arrondis en dôme et presque en pain de sucre qui donnent à la rade de Rio de Janeiro un aspect étrange (fig. 203). Branner [8] a montré que ces formes, ressemblant aux roches moutonnées, étaient dues simplement à l'activité de la décomposition, qui détache constamment des

écailles parallèles à la surface des rocs en saillie (*exfoliation*). Des formes semblables, dues au même processus, ont été depuis signalées en maints endroits dans l'Afrique tropicale, et dans la Californie (Yosémite, Sierra Nevada [9]. L'exfoliation est un phénomène qui paraît favorisé par les alternatives de sécheresse et d'humidité, ainsi que par l'insolation et les fortes variations de température. Il n'est pas absolument spécial au granite; on a signalé des domes à exfoliation dans des grés et des conglomérats massifs.

Quelles que soient les conditions de climat et la nature de la roche, les régions granitiques finissent comme toutes les autres par être

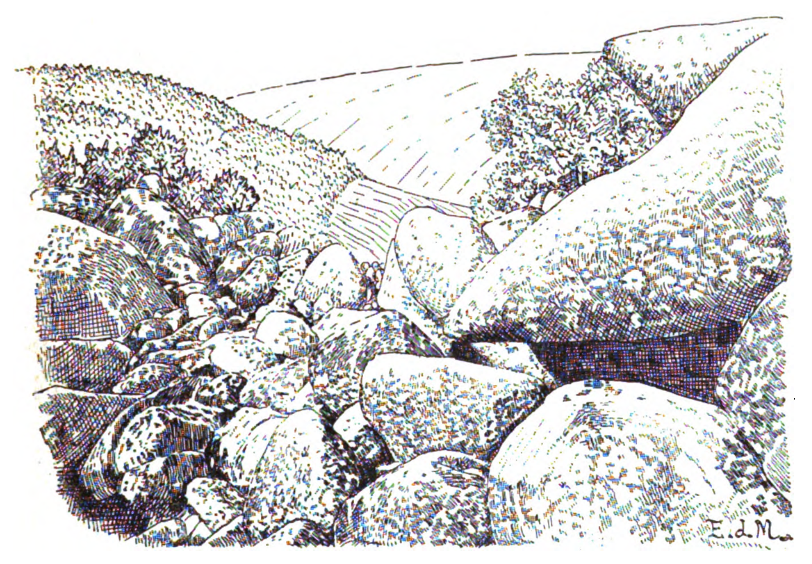


Fig. 202. — Un *compayré*, chaos de blocs granitiques dégagés par l'entraînement de l'arène, sur le bord de la vallée de l'Agout (Sidobre de Castres). Dessin d'après une photographie.

nivelées complètement et réduites à l'état de pénéplaine. Si la région est alors soumise à un nouveau cycle d'érosion, cet aspect se conservera quelque temps d'une manière frappante. Le creusement en gorge des vallées ne fait que mieux ressortir l'horizontalité du plateau cristallin. La Marche et le Limousin au nord-ouest du Massif Central, le Nord du Morvan, les plateaux du N. de la Bretagne offrent des exemples frappants de ce nouvel aspect de la topographie granitique (pl. XI, B).

Le granite et le gneiss sont les seules roches granitoïdes dont les affleurements soient toujours assez étendus. Les diabases et les diorites se présentent généralement en lentilles ou filons. Grâce à leur résistance à l'érosion, elles forment parfois des saillies, peu importantes d'ailleurs, mais remarquables par leur direction rectiligne. De même les filons de quartz

pur ou enrichi de minerais, qui sont fréquents dans les régions de granites ou de schistes métamorphiques, se traduisent souvent dans la topographie par des saillies qu'on peut suivre parfois pendant plusieurs kilomètres à travers coteaux et vallées. Les diabases se signalent spécialement par leur décomposition en boules plus petites que celles du granite.

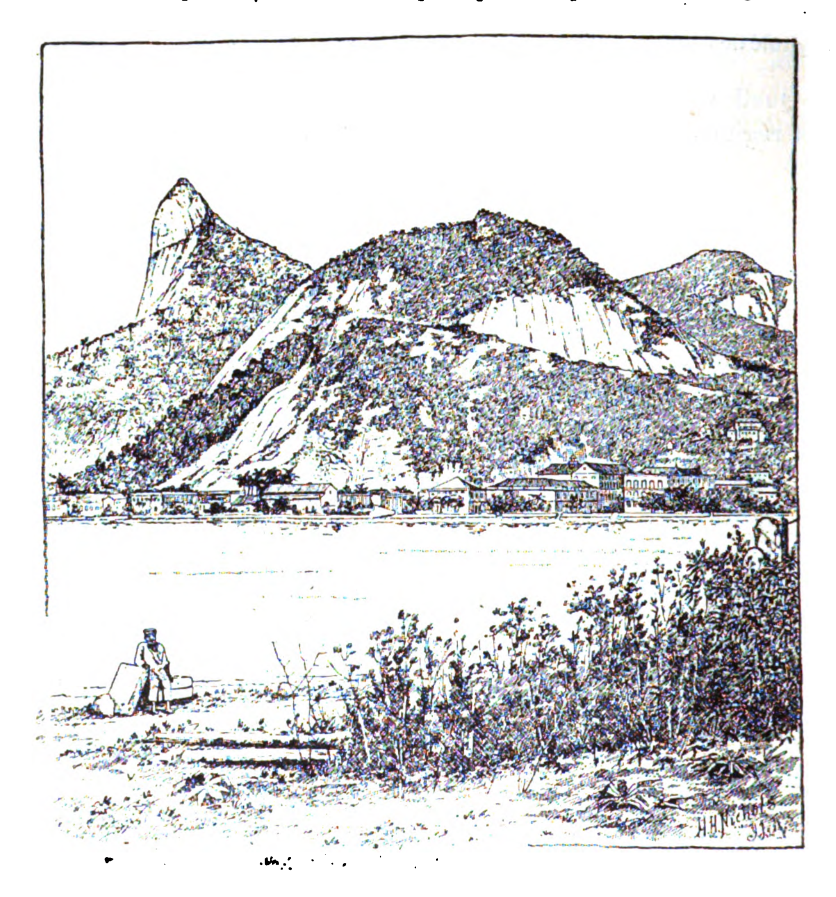


Fig. 203. — Formes de reliefs granitiques des pays tropicaux.
Le Corcovado, près Rio de Janeiro, d'après Branner.

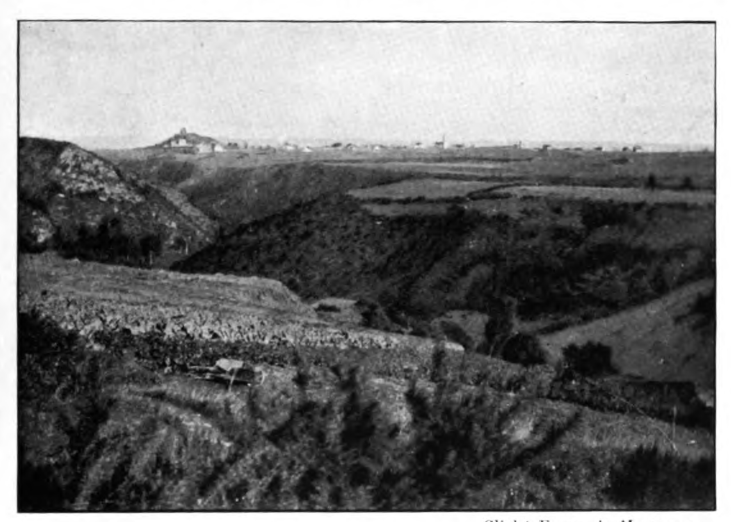
Roches perméables et imperméables. — Parmi les roches sédimentaires et métamorphiques, deux grands groupes sont à distinguer : celui des roches perméables et celui des roches imperméables.

L'importance de cette distinction est évidente si l'on se rappelle le rôle capital de la perméabilité du sol comme facteur du régime des eaux courantes (cf. 3e part., chap. v). Dans les districts de roches imperméables, l'infiltration des eaux de pluie étant presque nulle, le ruissellement et l'érosion superficielle ont une activité très grande; les vallées se multiplient et le relief est toujours plus fouillé. Dans



Cliché Emm. de Martonne.

A. — LE BALLON D'ALSACE ET LE BALLON DE SERVANCE.
Formes séniles respectées sur les sommets des Vosges.



Cliché Emm. de Martonne.

B. — VALLÉE DU LÉGUÉ, PRÈS SAINT-BRIEUC.
Rajeunissement de la topographie. Gorge creusée dans la pénéplaine.



Cliché Emm. de Martonne.

C. — LA VALLÉE D'ODEREN (VOSGES).
Topographie témoignant d'une évolution poussée à deux reprises jusqu'à la maturité
(pénéplaine des Hautes Chaumes, et croupes arrondies à 400 m. au-dessus du fond de la vallée actuelle).

les régions de roches perméables, l'érosion subaérienne est réduite par l'infiltration des eaux de pluies; les vallées sont moins nombreuses, les traits du relief plus sobres et plus vigoureusement dessinés. A ces contrastes de relief correspondent d'ailleurs une série de contrastes de géographie végétale et humaine : végétation xérophile sur les sols perméables dès que l'humidité cesse d'être abondante; dispersion des habitations, prairies et élevage sur les sols imperméables; groupement en gros villages et cultures différentes sur les sols perméables.

Roches imperméables, argile, marne. — On doit distinguer dans la série des roches imperméables les formations compactes argileuses et les formations schisteuses en bancs rocheux bien déterminés. A la première catégorie appartiennent les argiles et marnes. On a souvent noté le modelé mou et effacé de ces terrains. La vérité est que l'aspect sénile de la topographie argileuse est celui qui nous est le plus familier. Cet aspect résulte surtout des glissements spontanés auxquels sont exposés les versants formés par ces terrains, dès qu'ils dépassent une certaine inclinaison. L'expérience en a été faite maintes fois par les ingénieurs, aux dépens de travaux d'art (talus, tranchées) établis sans tenir compte de la nature du sol [Collin, 10].

Chaque glissement forme à l'endroit d'où il est parti une niche plus ou moins évasée, à laquelle correspond une sorte de loupe à l'endroit où il s'arrête (fig. 204). En Italie, où les glissements sont constants dans les terrains argileux déboisés de l'Apennin, on les appelle *frane* [Braun, 12]. Leur multiplication est devenue telle qu'on en a fait une statistique [Almagia, 13]. Sous l'influence de ces glissements répétés, les vallées s'élargissent démesurément, tandis que les versants prennent un modelé caractéristique, le creusement des thalwegs est ralenti et la topographie finit par prendre un aspect sénile. Le modelé est vague et flou, le drainage paraît mal assuré. Les rivières lentes et paresseuses divaguent dans de larges vallées, souvent marécageuses. Tel est l'aspect de la Woëvre lorraine, du Saulnois, etc.

La sénilité précoce, tel est le véritable caractère du relief des terrains argilomarneux. Mais dans les premières phases du cycle d'érosion, la jeunesse du relief s'accuse par des traits plus frappants peut-être que dans aucun autre sol. Le ruissellement vigoureux creuse une infinité de rigoles et l'affouillement des thalwegs peut se suivre d'une année à l'autre. Quand l'argile est mêlée de sable, les crêtes séparant

les thalwegs peuvent prendre la forme d'arêtes étroites (pl. XII, A). Il est vrai que ces arêtes s'éboulent constamment et que ce relief mouvementé est destiné à disparaître au bout d'un temps très limité. Dans les régions montagneuses, la végétation forestière peut protéger les versants argileux. Mais un imprudent déboisement suffit pour déchaîner l'érosion torrentielle. Les ravinements des schistes argileux du lias et du jurassique dans les Alpes françaises, des marnes sénoniennes et miocènes dans les Karpates défient par leur caractère mouvementé le topographe. Il en est de même dans l'Apennin, où l'on appelle *ripe* ou *balze* ces bassins de réception en terrain argileux sillonnés de crêtes aiguës. Leur développement a réduit par endroits la ligne de partage des eaux principale à une crête étroite de quelques mètres (Passo stretto). La complexité des formes augmente encore lorsque des gypses ou des massifs de sel sont mêlés aux couches argileuses, comme il arrive dans les Alpes, les Pyrénées, et en Algérie.

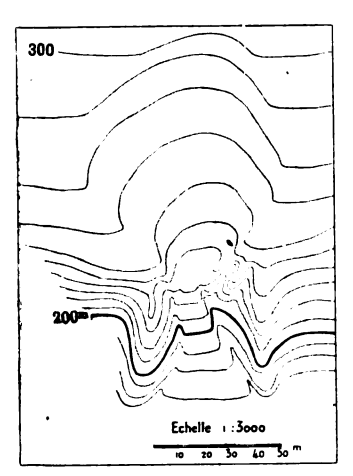


Fig. 204. — Topographie d'une *frana* dans l'Apennin, d'après Braun.

Les régions subdésertiques du flanc oriental des Montagnes Rocheuses où le climat lui-même proscrit la végétation, offrent un bel exemple de relief tourmenté en terrain argilo-sableux. La circulation est très difficile et toute habitation impossible dans ces districts, justement appelés Bad Lands (Mauvaises Terres) (pl. XII, B).

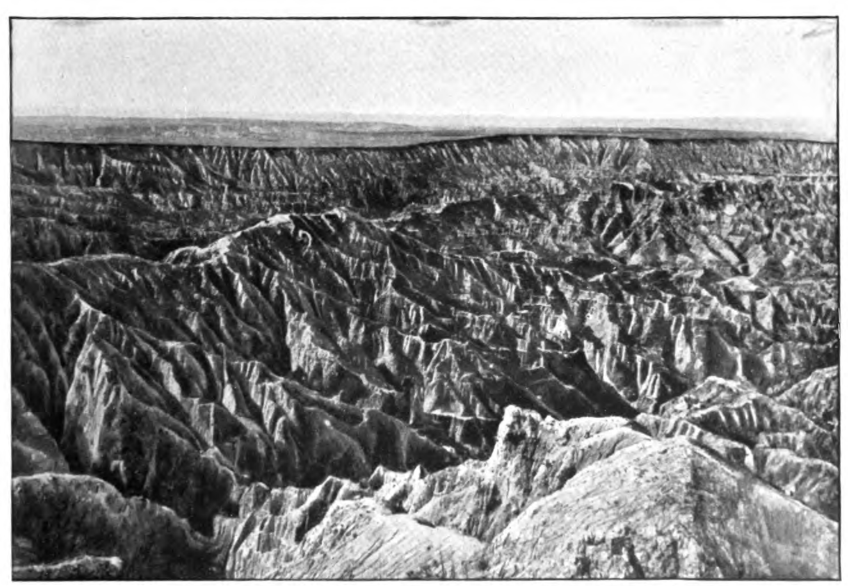
Schistes divers. — Les roches argilo-marneuses consolidées en bancs rocheux appartiennent à la catégorie des schistes. Ce terme vague, par lequel nous désignons ici même les schistes métamorphiques (micaschistes et chloritoschistes), s'applique à des roches les unes très résistantes, les autres relativement dociles à l'érosion. Mais toutes ont la propriété de se décomposer en un sol argileux plus ou moins profond; aussi leur relief, dans les régions de collines parvenues à la maturité, se rapproche-t-il de celui des argiles et des marnes. C'est aussi par des glissements superficiels que s'opère le modelé des versants et que se développent des vallées larges séparées par des croupes arrondies. Ce processus a été particulièrement bien étudié en Autriche, dans le Wienerwald [Götzinger, 11].



Cliché Sabbatini.

A. — CAVON GRANDE PRÈS BAGNOREA, ENVIRONS DU LAC BOLSENA (ITALIE).

Lames étroites, s'écroulant constamment, sculptées par l'érosion torrentielle dans les argiles.



Cliché Darton. U. S. Geol. Survey.

B. — BAD LANDS DU DAKOTA (ÉTATS-UNIS).

Au fond on reconnaît la surface horizontale primitive, dans laquelle l'érosion, favorisée par l'absence de végétation, sculpte un dédale de ravines et de crêtes instables.

Au début du cycle d'érosion, les schistes affleurant sur des pentes fortes donnent un relief mouvementé, mais, en raison de leur dureté plus grande, moins fouillé et moins instable que celui des terrains argilomarneux. Le boisement protège là aussi le sol, et le déboisement a des conséquences désastreuses, comme le montre l'aspect différent des zones schisteuses dans la Savoie et dans la Haute-Provence.

Les conditions tectoniques ont pour ces roches une grande importance. Redressés fortement, les schistes durs, comme les phyllades ou les schistes ardoisiers donnent, sur les pentes soumises à un fort ruissellement, des formes d'aiguilles et des escarpements déchiquetés qui, même dans une région de collines, évoquent la haute montagne (vallée de la Meuse Ardennaise, Monts d'Arrée en Bretagne).

Roches perméables peu solubles, grès. — Les roches perméables méritent une attention particulière, à cause des caractères très spéciaux

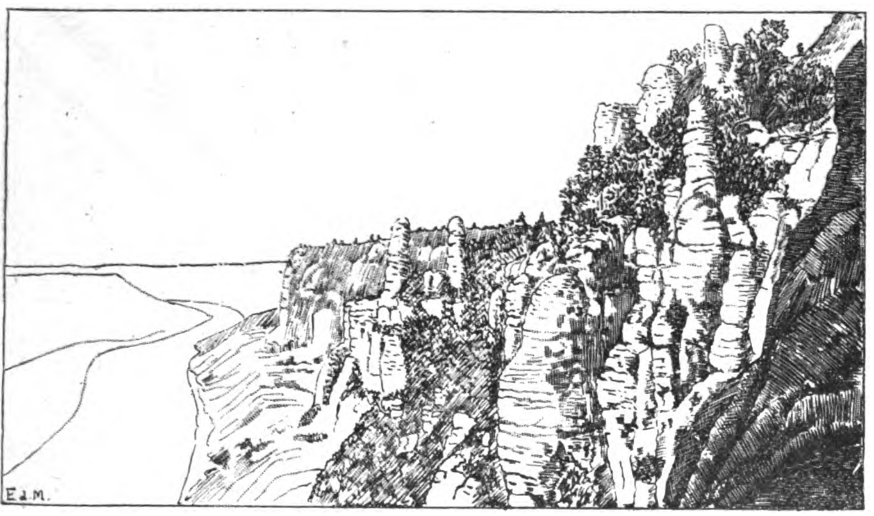


Fig. 205. — La Bastei, escarpement de *Quadersandstein* au bord de l'Elbe (Suisse saxonne). — Dessin d'après une photographie.

de leur relief. On pourrait dire que les lois de l'érosion, telles que nous les avons formulées, ne s'appliquent parfaitement qu'aux régions de roches imperméables. Les roches perméables introduisent un élément perturbateur dans l'évolution régulière et déterminent partout où elles affleurent des anomalies curieuses. Ces anomalies sont d'autant plus marquées que la solubilité s'ajoute à la perméabilité. Il y a donc lieu de distinguer entre les roches perméables peu solubles et celles qui sont facilement dissoutes par l'eau.

Le premier groupe comprend à la fois des roches compactes (grès, conglomérats) et des terrains meubles comme les sables, qui ne peuvent jouer le même rôle. Les conglomérats formés d'éléments hétérogènes se décomposent rapidement et irrégulièrement, donnant sur les pentes fortes attaquées par l'érosion les formes les plus pittoresques : tours, piliers, escarpements ruiniformes. Ces aspects sont dus à la désagrégation mécanique et aux éboulements qui en résultent. D'une manière générale, les versants des vallées sont,



Fig. 206. — Topographie de la Suisse saxonne (région du *Quadersandstein*). Extrait de la carte de l'Empire allemand au 1 : 100 000, feuille n° 444, Königstein, éditée avec la collaboration, pour la topographie, de l'État-major général du Royaume de Saxe.)

toutes choses égales d'ailleurs, en pente beaucoup plus raide dans les conglomérats que dans aucune autre roche, sauf le calcaire.

Les grès peuvent être plus ou moins grossiers, plus ou moins argileux, plus ou moins parfaitement cimentés. Si le ciment est calcaire, la solubilité de la roche est augmentée et elle se comporte presque comme un calcaire. Mais la plupart des grès sont à ciment siliceux. Les grès grossiers donnent des reliefs semblables aux conglomérats. Dans les Vosges, les grès du trias inférieur se signalent par leurs escarpements ruiniformes, surgissant des versants boisés comme des bastions, couronnant les sommets comme des donjons écroulés.

Les grès homogènes, lorsqu'ils sont traversés de nombreuses diaclases, forment une masse très perméable, dont le modelé offre des caractères particuliers. La région connue sous le nom de Suisse

saxonne, parcourue par l'Elbe à sa sortie du massif Bohémien, est considérée à juste titre comme classique pour l'étude de l'érosion dans de pareils grès. Les vallées sont réduites à un petit nombre; elles sont profondes et étroites, le creusement du thalweg étant plus rapide que le modelé des versants privés de ruissellement superficiel. Entre les vallées s'étendent des plateaux ressemblant quelque peu aux tables calcaires des Causses. Sur leurs bords, la décomposition et les éboulements créent des formes pittoresques, tours, aiguilles, ponts naturels, etc. (fig. 205). L'étude détaillée de cette curieuse région [HETTNER, 15] a montré l'importance des diaclases nombreuses, qui débitent naturellement la roche en blocs cubiques (d'où le nom de *Quadersandstein*); elles ont guidé l'érosion dans



Fig. 207. — Pyramides coiffées, ravin de Segonzano près Trente.
Dessin d'après une photographie.

sa marche et déterminé en partie le réseau des vallons secondaires, qui découpent le massif en une série de blocs rocheux aux parois à peu près inaccessibles. Les cannelures qu'on observe sur les flancs des piliers tabulaires rappellent souvent à s'y méprendre des *lapiés* calcaires (v. plus loin, p. 471).

Certains grès méritent une mention spéciale : ce sont les quartzites (grès métamorphiques) et les grès très siliceux qui leur ressemblent. Ces roches sont parmi les plus résistantes à l'érosion. Si les couches sont relevées et voisines de la verticale, on voit leur affleurement prendre la forme de murailles, qui peuvent s'écrouler parfois en éboulis rappelant les chaos granitiques (Bretagne, Appalaches, etc.).

Sables. — Les sables jouent dans la série des roches peu solubles le même rôle que les argiles parmi les roches imperméables. Leur modelé est en général mou et effacé. Mais s'ils affleurent sur des pentes rapides, dans une région où l'érosion est dans sa pleine

jeunesse, ils sont affouillés avec une vigueur extraordinaire par une multitude de rigoles, que séparent des crêtes aussitôt éboulées. Les ravinements les plus puissants et les plus rapides dans les montagnes déboisées se produisent dans ces terrains argilo-sableux. Lorsqu'ils

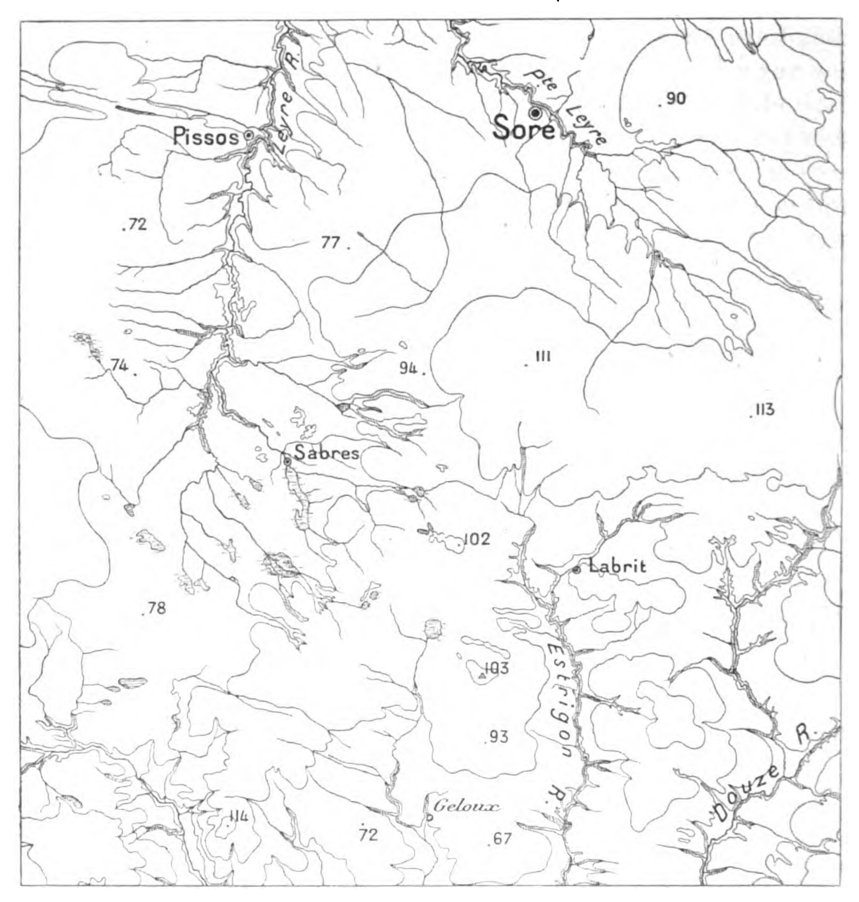


Fig. 208. — Topographie des Landes de Gascogne, d'après la carte de France au 1 : 200 000. Échelle 1 : 400 000; équidistance des courbes 20 m.

Remarquer les marécages et l'indécision de l'écoulement, entre Sabres et Labrit particulièrement.

sont mêlés de cailloux ou de blocs rocheux, comme il arrive souvent dans les dépôts glaciaires, on voit ces blocs, protégeant leur support contre l'érosion, rester perchés au sommet de pyramides élevées, appelées suivant les lieux *demoiselles*, ou *cheminées de fées* ou encore *pénitents*. L'aspect fantastique de certains vallons des Alpes est dû à ce processus bien connu (fig. 207).

Dans les régions de collines où l'activité de l'érosion s'est ralentie, les terrains sableux ont un modelé adouci. La pente des versants diminue en effet rapidement, grâce à l'instabilité des sables qui s'éboulent. Si la pente générale est peu accentuée, la circulation des eaux à la surface du sol est irrégulière; le modelé semble inachevé et donne l'illusion de la sénilité; des étangs où des tourbières peuvent se former. Les Landes de Gascogne, avec leur réseau hydrographique et leur topographie indécise, leurs étangs et leurs fonds tourbeux, ont une topographie d'aspect sénile qui les a fait citer comme une pénéplaine typique (fig. 208). L'eau souterraine, en déposant les sels de fer dont elle est chargée à une profondeur à peu près constante, a amené la formation d'une croûte ferrugineuse, connue sous le nom d'*alios*, qui arrête les eaux à la surface et empêche toute culture. L'*Ortstein* des terrains sableux de l'Allemagne du Nord est l'équivalent de l'*alios*, et joue aussi un grand rôle dans l'établissement des tourbières.

La circulation souterraine des eaux peut encore amener la formation de bancs de grès dans la masse des sables les plus fins et les plus coulants, comme sont les sables tertiaires de la région parisienne, particulièrement les sables de Fontainebleau [Cayeux, 2]. Ces bancs résistants soutiennent contre l'érosion les versants sableux dans les vallées où ils affleurent et leur permettent de conserver des pentes plus fortes (vallée de Chevreuse). Les aspects pittoresques bien connus de la forêt de Fontainebleau sont dus aux bancs de grès formés dans les sables tertiaires et à leurs éboulements [Barré, 16].

La topographie des sables a souvent des caractères très particuliers, qui ne peuvent s'expliquer par les lois de l'érosion fluviale. Partout en effet où ils ne sont pas recouverts de végétation, ils sont remaniés par les actions éoliennes (v. chap. x).

Roches perméables solubles; caractères généraux des reliefs calcaires. — Parmi les roches perméables solubles, les roches calcaires sont les plus importantes par leur grande extension à la surface du globe et l'épaisseur des couches qu'elles forment. La dolomie n'est qu'une espèce particulière de calcaire, plus ou moins riche en carbonate de magnésie, dont les formes de détail seules sont un peu différentes de celles des calcaires purs. Le gypse et le sel sont encore plus solubles, mais forment rarement des massifs importants; les particularités de relief qu'ils déterminent (entonnoirs, effondrements locaux) sont la conséquence de propriétés communes avec le cal-

caire [Marinelli, 26]. Nous étudierons donc spécialement le calcaire comme type des roches perméables solubles.

Les caractères du relief calcaire sont tellement nets et si faciles à reconnaître qu'un observateur tant soit peu attentif aux choses de la nature les distingue au premier coup d'œil, même sans être géographe ou géologue. Les explorateurs les notent presque toujours sans se tromper. La vue des formes caractéristiques du calcaire guide le géologue. Murailles presque à pic, escarpements massifs où l'œil distingue en s'approchant une foule de détails pittoresques, vallées étroites et profondes, sur les flancs desquelles s'ouvrent des grottes, plateaux nus sans eaux courantes, sillonnés de larges vallons secs, creusés de dépressions fermées parfois marécageuses, crevés de gouffres béants dont on ne soupçonne pas le fond; tels sont les aspects qu'on retrouve partout, aussi bien dans les Causses du Massif Central que dans les Alpes calcaires, le Karst Illyrien et Bosniaque, le Péloponèse, la Syrie ou le Yunnan.

C'est dans dans la région illyrienne que les formes des terrains calcaires ont fait l'objet des études les plus approfondies [Cvijic 18, 20, Grund 22]. Plusieurs des noms communs qu'on leur applique ont été empruntés aux langues slaves qui y sont parlées (*doline, polje*). Le nom de *Karst*, qui désigne la région calcaire des environs de Trieste est même devenu classique pour désigner les pays calcaires; on parle de *régions* de *Karst*, de *modelé karstique*, d'*hydrographie karstique*. Toute région calcaire n'est pourtant pas au sens propre un Karst; le développement des formes anormales est plus ou moins évident, mais on trouve toujours plusieurs des caractéristiques essentielles que nous allons indiquer.

Formes superficielles caractéristiques du calcaire. — Partout où le sol calcaire n'est pas couvert de végétation, il présente des formes déchiquetées pour lesquelles on a adopté le nom de *lapié* employé dans le Jura (équivalents : *rascles* dans les Alpes françaises, *Karren* ou *Schratten* dans les Alpes allemandes). On a signalé des lapiés rudimentaires dans des grès, ou même des granites, mais c'est dans les calcaires qu'on trouve certainement le plus beau développement de ces ciselures étranges. Un champ de lapié typique (v. pl. XV, A) tels que ceux étudiés par Chaix [24], et Eckert [23] a l'aspect d'une surface sillonnée de canaux irréguliers, larges de quelques centimètres, profonds de 1 à 2 mètres, et séparés par des arêtes étroites ou arrondies (fig. 209). Le terrain est comme labouré par ces crevasses, rendant la marche difficile ou même dangereuse. Leur formation est due surtout à l'œuvre de la décomposition chimique élargissant les diaclases, secondée par l'action des plantes, par la décomposition



mécanique elle-même et par le ruissellement qui entraîne les produits de décomposition. On fait rentrer aussi dans la catégorie des lapiés les cannelures verticales ciselant les escarpements calcaires (pl. XV, B), dont on connaît plus d'un exemple dans les régions gréseuses (Suisse saxonne par exemple).

Si curieuses qu'elles soient, ces formes de détail ont moins d'importance géographique que les formes d'ensemble qui caractérisent la topographie calcaire. Une des particularités les plus importantes est la rareté des vallées et la raideur de leurs versants, qui présentent souvent des escarpements. Ce caractère est commun avec les roches perméables insolubles mais compactes (grès, conglomérats); il est dû à l'absence de ruissellement superficiel sur les

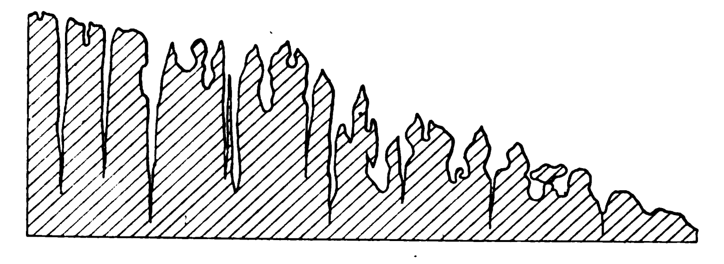


Fig. 209. — Profil montrant toutes les formes caractéristiques des lapiés, d'après Eckert. Sillons étroits et profonds, lames minces en saillie, sillons élargis en profondeur, saillies en forme de hache ou de champignon, bourrelets arrondis (cf. pl. XV, A).

versants par suite de l'infiltration des eaux et à l'élargissement rapide des diaclases qui fait écrouler des pans de roches. Comme dans les grès, les escarpements présentent souvent des corniches surplombantes, dues à la dissolution d'une couche moins homogène par les eaux filtrant goutte à goutte. On observe même de véritables grottes, beaucoup plus profondes, pénétrant très loin dans l'intérieur de la montagne. Les vallées des régions calcaires sont souvent appelées *cañons*, d'un nom appliqué en réalité dans les pays espagnols à toute vallée encaissée. C'est ainsi que l'on cite en France le cañon du Tarn (pl. VIII, A) comme un des plus beaux exemples de profonde vallée calcaire. Par contre, on devrait adopter le nom de *Causse*, appliqué aux plateaux qu'entaille cette vallée, comme un nom commun, pour désigner les reliefs tabulaires qu'on trouve presque partout dans les régions calcaires découpées par un nombre restreint de vallées en forme de canyons. Les Alpes abondent en *Causses*, de même que l'Illyrie, la Bosnie, le Péloponèse, et en général tous les pays de Karst.

La topographie d'un causse diffère profondément de celle d'un plateau de roche imperméable. Un coup d'œil jeté sur les figures 176 (p. 404) ou 179 B (p. 407) montre un désordre déconcertant : buttes arrondies, vallons interrompus brusquement. Les lois de l'érosion normale ne s'appliquent plus ici. La forme élémentaire dominante n'est pas la vallée creusée à l'air libre par l'écoulement continu des eaux en rapport avec le niveau de base, mais la dépression fermée, due en partie à la dissolution par les eaux qui s'infiltrent presque aussitôt qu'elles sont tombées. Le mot *doline*, originaire d'Illyrie, est devenu le nom commun appliqué par les géographes à ces dépressions, que le paysan des causses français nomme *sotch*.

Les dolines typiques ont un contour rond ou elliptique, leurs dimensions horizontales et verticales sont très variables. Dans le Karst des environs de Fiume on en trouve ayant plusieurs centaines de mètres de profondeur et un kilomètre de diamètre; mais les dimensions sont généralement bien moins grandes. Le type le plus commun dans les pays de vrai karst est la doline ronde à fond plat à parois abruptes. La terre rouge (*terra rossa*), résidu argileux de la décomposition du calcaire, s'accumule au fond, qui est généralement cultivé et entouré d'un mur en pierres sèches. Dans les causses du Massif central, les sotch sont des dépressions beaucoup plus évasées et moins régulières (pl. XIII, A) dont le fond constitue les seuls points habitables.

Il arrive que le fond d'une doline est percé par un gouffre béant ou à demi fermé par la végétation et les éboulis; c'est ce qu'on appelle dans le Tarn un *aven*. Ailleurs on emploie les termes d'*embut*, *bétoire*, *pot*, *goule*, *scialet*. Dans le Jura souabe, on parle de *Wetterlöcher*, dans les pays slaves balkaniques de *ponor*, en Grèce de *katavothra*. Les avens peuvent souvent s'ouvrir à la surface des plateaux, comme le fameux aven de Padirac (pl. XIII, B) ou au pied d'un escarpement bordant un bassin fermé.

Les dolines et les avens sont dus évidemment à l'affaissement du sol au-dessus de lits rocheux corrodés par la dissolution des eaux d'infiltration. Mais, dans le cas des dolines, l'affaissement est plus lent et plus étendu; dans le cas des avens, il est plus rapide et localisé sur un point, déterminé vraisemblablement par une cassure plus importante.

On rencontre encore dans les régions calcaires des dépressions fermées beaucoup plus grandes. Cvijic a réussi à faire adopter comme nom commun pour les désigner le mot de *Polje*, appliqué dans la péninsule balkanique à toute dépression à fond plat très étendue.



Cliché Demangeon.

A. — CAUSSE MÉJEAN, UN SOTCH (DÉPRESSION FERMÉE).

Au fond se trouve un aven, dont on voit l'ouverture vers laquelle se dirige un groupe d'excursionnistes.



B. — ENTRÉE D'UN AVEN (PADIRAC, CAUSSE DE GRAMAT).

Toute l'Illyrie est coupée de plaines de ce genre atteignant jusqu'à 10 et 20 kilomètres de longueur, avec des rebords escarpés, quelques-unes traversées par des fleuves qui y entrent et en sortent par des gorges sauvages, la plupart complètement privées de drainage, avec des fonds marécageux envahis périodiquement par les eaux qui surgissent de sources puissantes au pied des escarpements et qui se

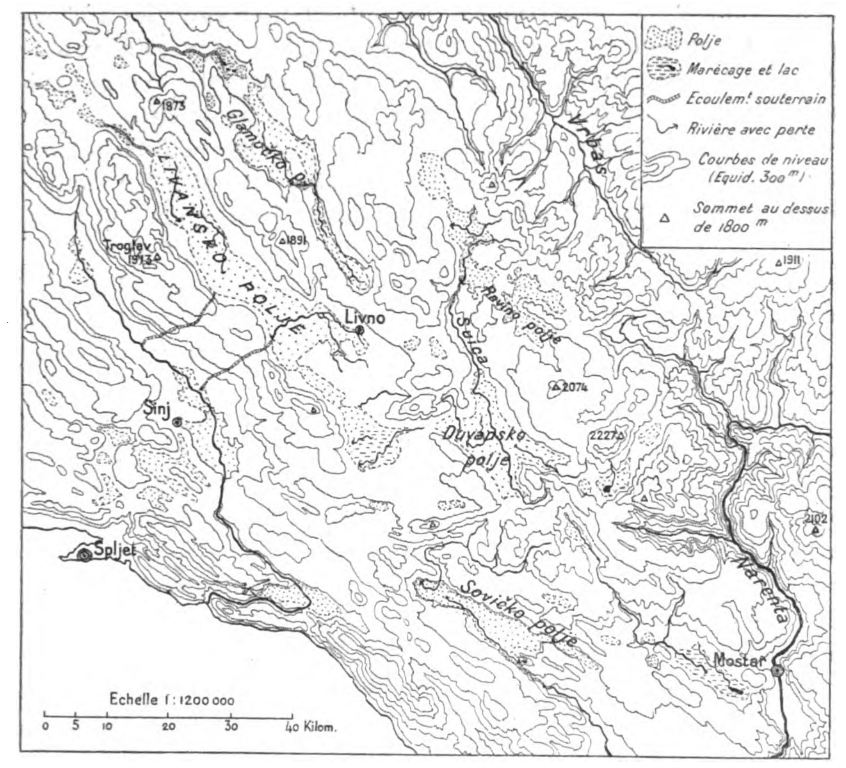


Fig. 210. — Région du Karst bosniaque, d'après Cvijic [20]. Extension des polje, pertes et écoulements souterrains.

perdent dans des gouffres situés au bord ou même au milieu de la plaine (fig. 210).

Il existe aussi de vrais polje dans les Alpes, le Jura, l'Apennin et en général dans toutes les régions de Karst.

Leur origine a prêté à bien des discussions. On ne peut cependant douter que leur formation ne soit en rapport avec la tectonique; l'orientation des polje illyriens parallèlement aux plissements (fig. 210) suffit à le montrer; mais leur développement est certainement dû aux phénomènes d'érosion et à l'hydrographie particulière des pays de Karst.

L'hydrographie karstique et son rapport avec les formes de surface. — C'est dans les conditions spéciales de l'hydrographie en pays calcaire qu'il faut en effet chercher l'explication des anomalies du modelé. L'eau est ici encore l'agent principal d'érosion, mais son action s'adapte à la nature du sol, très perméable et très soluble.

D'abord, on constate qu'elle n'apparaît presque pas à la surface. Si les vallées sont relativement peu nombreuses dans les régions calcaires, les rivières le sont encore moins. La plupart des vallées sont des *vallées sèches*. Souvent on peut parcourir de grandes étendues sans voir une goutte d'eau. Dans les fonds de doline où s'est accumulée la *terra rossa*, on trouve parfois des petits lacs temporaires; les sotch des causses du Massif central ont généralement une mare naturelle qui attire les habitations. Nous avons déjà parlé des lacs irréguliers du Karst (2e p. ch. IV).

L'eau absente de la surface circule en profondeur; il faudrait l'y suivre pour comprendre son action. C'est un véritable travail d'exploration, qui n'a été commencé que dans les dernières années du XIXe siècle. E. A. MARTEL [21] a fait connaître un grand nombre de cavernes de France et des régions voisines, donné à ce genre de recherches le nom de *spéléologie*, et créé un périodique spécial pour publier les travaux y touchant, exemple imité dans différents pays. On a ainsi révélé l'existence de véritables rivières souterraines circulant dans des grottes ramifiées, où alternent des lacs avec des torrents à cascades. La grotte de Bramabiau a 6 500 mètres de galeries, celle d'Agtelek en Hongrie plus de 9 kilomètres, celle d'Adelsberg en Carniole 10 kilomètres.

Les parois des grottes offrent des traces incontestables d'érosion chimique; mais les eaux saturées de calcaire y laissent aussi des dépôts, *stalactites* et *stalagmites*, qui parent d'étranges draperies les boyaux souterrains et ont valu à certaines grottes une célébrité (Padirac, Dargilan, etc.).

Les rivières souterraines exercent une érosion mécanique incontestable, d'autant plus forte que leur pente est plus irrégulière et leur régime plus capricieux; elles charrient des alluvions souvent très grossières, qu'elles déposent quand la pente ou le volume des eaux diminuent. Des effondrements élargissent encore les cavités.

Ainsi le sol est en quelque sorte miné par ce travail d'érosion souterraine. Si l'on songe que les 6 kilomètres de galeries de Bramabiau se développent sous une surface de 10 hectares seulement, on comprendra comment l'érosion souterraine peut agir sur les formes de surface.

Les dolines, souvent alignées le long de thalwegs de vallées sèches, suivent évidemment une ligne d'écoulement souterrain. Les avens peuvent aboutir à des galeries souterraines, dont la voûte s'effondre. On a alors des puits ouverts de dimensions considérables, comme les célèbres dolines de Saint-Canzian, entre lesquelles ne subsiste qu'un pont, destiné lui-même à s'écrouler. Ce processus, en se répétant, donnera naissance à un cañon à parois verticales ou sur-



Fig. 211. — Pont naturel au fond de la gorge du Rummel à Constantine. Dessin d'après une photographie.

plombantes. Bien des gorges calcaires présentent encore des indices évidents de ce mode de formation; des ponts naturels plus ou moins étendus s'y rencontrent. Un des exemples les plus connus est celui du Rummel à Constantine (fig. 211). Mais les plus grandioses sont ceux offerts par les chaînes calcaires du Yunnan et du Tonkin : le Cheun, affluent du Sonkoy y traverse un tunnel de 250 mètres creusé de grottes jadis habitées.

Ainsi bien des traits de la topographie superficielle s'explique-

raient par le travail de taupe accompli par les eaux souterraines. Il importe d'autant plus d'essayer de connaître les lois de la circulation dans le sous-sol. Malheureusement il y a désaccord à ce sujet entre les spécialistes, les uns, comme Martel, voulant s'en tenir aux seuls faits observés et observables, qui sont la circulation torrentielle dans des canaux largement ouverts; les autres comme Grund admettant l'existence de fissures assez nombreuses pour que l'eau puisse former une sorte de nappe. Il faut avouer que l'intelligence des différents types de topographie calcaire est impossible sans avoir recours à cette dernière hypothèse. Elle seule peut permettre d'établir un enchaînement des formes du Karst, comme on l'a fait pour les formes du modelé superficiel normal. S'il est certain que la théorie du *cycle karstique* telle que l'a exposée Sawicki [29] devra subir plus d'une retouche, il n'est pas moins certain qu'on ne saurait comprendre les différences qui séparent les régions calcaires sans essayer d'établir la succession des formes de Karst.

Différents types de topographie calcaire, le cycle karstique. — Nous avons déjà indiqué que toutes les formes du Karst signalées ne se trouvent pas dans toutes les régions calcaires. Il y a des pays calcaires où existe une circulation superficielle abondante, au moins dans les vallées principales. Il en est où les lapiés sont peu développés (Jura méridional). D'autres n'ont pas de dolines et abondent en vallées sèches. Ailleurs les dolines fourmillent au point que la surface semble une écumoire (Karst croate, environs de Fiume). Dans les régions à cañons profonds, il existe des réseaux de cavernes sèches (Causses du Massif central). D'autre part, des régions calcaires ayant presque tous les caractères de régions de modelé normal présentent des gouffres du type aven (plateaux calcaires de la région parisienne). On peut penser que la nature de la roche est pour quelque chose dans ces différences : il y a des calcaires plus ou moins massifs, plus ou moins diaclasés, plus ou moins purs. Mais la raison la plus générale doit être cherchée dans le degré d'évolution du modelé karstique, en rapport avec la circulation souterraine.

La circulation superficielle tend à atteindre le plus vite possible le niveau de base, en nivelant les reliefs par l'érosion des cours d'eau. La circulation souterraine tend aussi à atteindre le plus vite possible son niveau de base en creusant des canaux de plus en plus développés. De même que les vallées ne se développent que progressivement, de même la circulation torrentielle souterraine ne s'organise que peu à peu. Le creusement des vallées est d'autant plus actif que la différence de niveau est plus grande avec le niveau de base et il est arrêté quand la surface se rapproche du profil d'équilibre. De même le travail des eaux souterraines, avec ses conséquences sur la surface, est d'autant plus violent que la différence est plus grande entre la surface du sol et le niveau de base karstique et il s'arrête quand la différence est trop faible.

Le niveau de base karstique n'est pas tout à fait le même que le niveau de base de l'érosion subaérienne. Il est formé par la partie supérieure de la

nappe de karst. Nous avons admis que les eaux infiltrées descendent jusqu'à la couche imperméable supportant le calcaire, et y forment une nappe discontinue imprégnant toutes les fissures de la roche. La surface de cette nappe est le niveau de base de l'hydrographie karstique. Dans le cas d'un massif calcaire descendant notablement au-dessous du niveau de la mer, la nappe de karst peut descendre au-dessous du niveau de base ordinaire; on en a la preuve dans l'existence de sources sous-marines sur les côtes d'Istrie et de Dalmatie; mais la pression exercée par les eaux marines doit cependant amener un refoulement, qui ne permet pas aux eaux de karst de descendre beaucoup au-dessous du niveau de la mer.

La nappe de karst a toujours une surface irrégulière dépendant de l'état

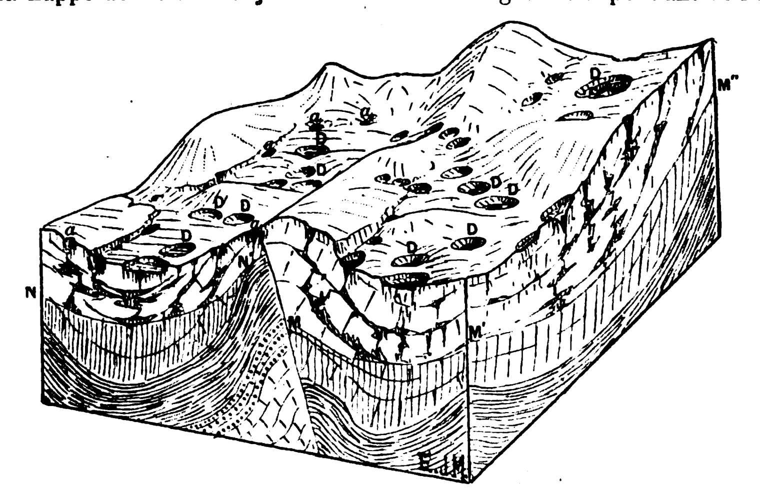


Fig. 212. — Schéma des conditions hydrauliques du karst.

D, dolines; a, avens; MM'M" niveau moyen de la nappe de karst dans le compartiment de droite, NN' niveau plus élevé dans le compartiment de gauche (à cause de la faille rapprochant la couche imperméable de la surface).

de fissuration de la roche; cette surface devient très inégale en terrains plissés, suivant grossièrement les ondulations de la couche imperméable. De même que, dans les régions de modelé superficiel normal, des roches dures peuvent former pour quelque temps un niveau de base local, il y a de nombreux cas où la nappe de karst forme des niveaux de base souterrains à des altitudes différentes dans des compartiments voisins (fig. 212).

Le niveau de la nappe de karst est beaucoup plus sensible aux variations des pluies que celui des nappes ordinaires, parce que le volume des vides remplis d'eau est relativement faible. C'est au-dessus de ce niveau de base irrégulier que se produit le travail souterrain karstique : érosion mécanique torrentielle, accompagnée d'érosion chimique, tendant à élargir de plus en plus les creux et à provoquer des tassements. En même temps les eaux tombées à la surface exercent, avant de disparaître en profondeur, des actions mécaniques plus ou moins prolongées et une érosion chimique toujours importante en formant des dolines et des lapiés.

Essayons maintenant de concevoir l'évolution et la combinaison de ces influences. Une masse calcaire livrée à l'érosion karstique présente au début peu d'espaces vides. La nappe de karst se forme par l'infiltration

avant que la circulation torrentielle souterraine soit organisée; son niveau est très irrégulier, à sa surface l'érosion chimique est très active. A la surface même du sol, les eaux qui ne sont pas absorbées rapidement peuvent creuser des vallées sèches; sur les pentes, où le ruissellement enlève les résidus de décomposition, les lapiés se développeront, bien avant que n'apparaissent les dolines et les avens.

La formation des dolines indique que la dissolution gagne en profondeur. Elles se creusent d'autant plus que la nappe de karst est plus profonde et en pente plus forte; elles s'étalent davantage si la nappe est plus près de la surface et en pente faible. En se rejoignant, elles forment des dépressions irrégulières, pour lesquelles Cvijic a trouvé en Herzégovine le nom d'*Uvala :* ce sont de petits polje, dus uniquement à la dissolution et aux tassements superficiels.

Le développement continuant, les vides seront de plus en plus grands dans la masse calcaire; le niveau de la nappe de karst baisse et devient moins irrégulier. Mais la surface du sol s'abaisse encore plus vite sous l'influence de la dissolution, de l'extension des dolines, des tassements ou effondrements. Quand la nappe karstique se trouve assez près de la surface, elle peut venir affleurer dans les points déprimés et inonder temporairement les dolines, uvala ou polje. C'est l'acheminement vers la sénilité du karst. Le domaine de la circulation souterraine se réduit; les résidus de la décomposition chimique ne peuvent plus être entraînés aussi facilement; ils s'accumulent dans les conduits souterrains qu'ils tendent à obstruer, ou même à la surface. Les dolines cessent de se développer en profondeur et tendent toutes vers la forme à fond plat. Les lapiés eux-mêmes s'ensevelissent sous la *terra rossa*. Les traits caractéristiques du karst tendent à s'oblitérer.

Cette sénilité karstique sera d'autant plus vite atteinte que le niveau de karst sera plus profond. Si l'épaisseur des couches est faible, le karst sera rapidement atrophié et pourra en rester aux premiers stades. D'après ce que nous avons dit de l'irrégularité du niveau de karst dans les régions disloquées, on doit s'attendre à ce qu'on puisse trouver côte à côte des parties de karst sénile et de karst jeune. C'est ce qui explique qu'on ait pu méconnaître le principe de l'évolution karstique. A la notion de karst plus ou moins évolué, certains préfèrent celle de karst plus ou moins profond (c'est-à-dire dont la surface est plus ou moins éloignée de la couche imperméable) [KATZER, 27].

Le Jura est une région de karst peu profond et en général peu évolué. Le Karst d'Illyrie est une région de karst de profondeur très variable, jeune en général, mais parvenu en certains points à la maturité ou même à la sénilité. Le Karst croate est une région de karst sénile. Les Causses du Massif central sont une région de karst profond, probablement rajeunie récemment.

Cas particuliers de la topographie calcaire : dolomie, craie. — L'évolution du relief calcaire dépend, bien entendu, nous l'avons déjà indiqué, de la nature de la roche. Les lapiés les plus beaux se trouvent dans les calcaires les plus purs; les avens se forment plus vite dans les calcaires diaclasés verticalement et en bancs massifs. Certaines roches présentent des conditions très particulières.



Cliché Neurdein.

A. — SORTIE DU BRAMABIAU.

Remarquer le contraste de la topographie du causse avec les formes du massif granitique de l'Aigoual (à l'arrière-plan). On distingue plusieurs avens jalonnant le cours souterrain du Bramabiau. Le rôle des diaclases dans la formation des cavernes est visible dans la paroi d'où la rivière sort en cascade.



Cliché E. de Martonne.

B. — SUR LE CAUSSE LARZAC.

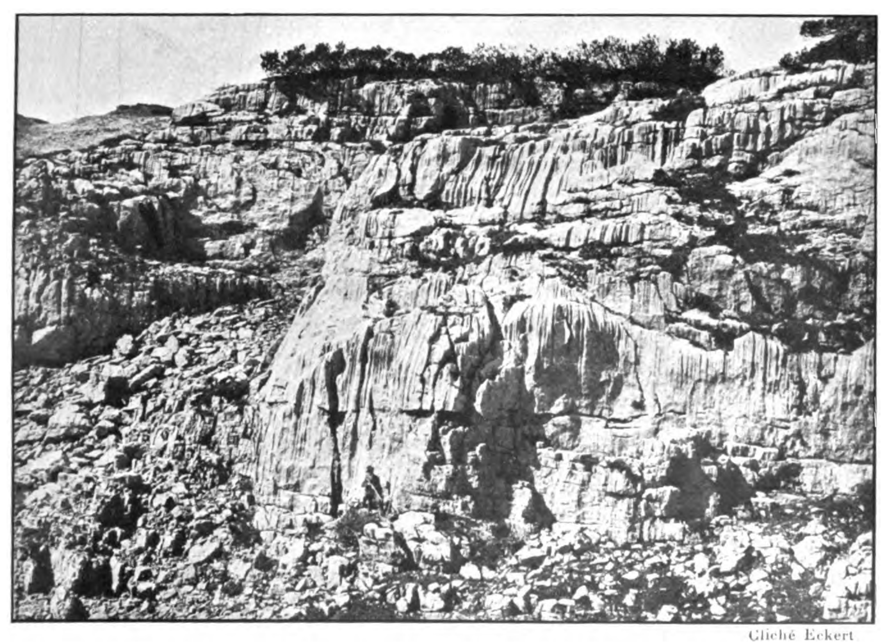
Reliefs dolomitiques. A droite, on voit plusieurs petits avens.



Cliché de l'Institut Géographique de Vienne.

A. — CHAMP DE LAPIÉS (KARRENFELD) DU STEINERNES MEER.

Type de lapiés à ciselure délicate (comparer les formes à celles notées dans la figure 209 : Profil montrant les formes caractéristiques des lapiés).



Cliché Eckert

B. — PAROI CANNELÉE DU GOTTESACKERLOCH (MASSIF DE L'IFEN).



Cliche A. Demangeon.

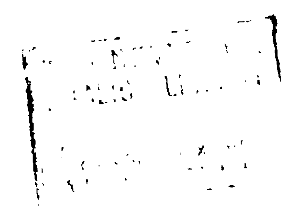
A. — REBORD DU PLATEAU CRAYEUX A LA ROCHE-GUYON (VALLÉE DE LA SEINE).

Croupes du type des *downs* isolées par l'élargissement de ravins très évasés.



Cliche A. Demangeon.

B. — PROFILS DE DOWNS A ANFREVILLE-SOUS-LES-MONTS, PRÈS LES ANDELYS.



Le mélange en proportion notable du carbonate de magnésie au carbonate de chaux donne les calcaires magnésiens ou *dolomies*. Ces roches laissent des résidus de décomposition abondants sous forme d'arènes, qui tendent à obturer les conduits souterrains. Aussi l'intercalation de niveaux dolomitiques dans les massifs calcaires introduit-elle des irrégularités dans l'extension de la nappe de karst en agissant presque comme une couche imperméable; on l'a constaté notamment dans le karst illyrien [GRUND, 22].

Sur les pentes raides, les calcaires dolomitiques sont plus attaqués par le ruissellement que les calcaires purs, et, au lieu de s'écrouler par gros blocs en donnant des escarpements verticaux, se débitent, presque comme des grès, en tours, piliers, arches, formant les ensembles les plus pittoresques, et les plus étranges. Il suffit de rappeler les célèbres rochers de Montpellier-le-Vieux dans les Causses, ou ceux du Larzac (pl. XIV, B). Dans le sud du Tyrol tout une région aux sommets déchiquetés a pris le nom de la roche : les Dolomites.

La *craie* est un type de roche calcaire offrant des conditions d'évolution encore plus particulières. Elle effleure sur de larges surfaces dans le Bassin Parisien et l'Angleterre méridionale. Les phénomènes de karst sont cependant très peu développés dans ces régions. Les lapiés sont inconnus, comme dans la dolomie, la roche étant trop friable et trop impure. Les dolines sont très rares, mais il y a des gouffres, connus dans la forêt d'Othe sous le nom de *bétoires*, et liés aux diaclases. Le modelé est un modelé presque normal, sauf que les thalwegs sont à peu près tous secs. Les vallées principales ont un fond plat, souvent marécageux; leurs versants ont un profil caractéristique, dû à l'absence de ruissellement superficiel, pour lequel on peut généraliser le terme de *down* usité dans le sud de l'Angleterre (pl. XVI).

Il y a certainement dans la craie une circulation souterraine, parfois torrentielle, mais l'extrême fissuration de la roche s'oppose au développement des larges conduits; les nappes de la craie sont moins irrégulières que celles des calcaires, quoique différentes de celles des sables.

Une partie des caractères du relief crayeux de la région parisienne est dû à l'accumulation à la surface des résidus de décomposition formant une couche imperméable d'argile mêlée de silex.

Érosion dans les régions formées de roches différentes; vallées monoclinales. — La connaissance des formes caractéristiques de



chaque roche est insuffisante pour interpréter correctement l'influence de la nature du sous-sol sur le modelé. Il est bien rare en effet de rencontrer un district formé sur une grande étendue par le même terrain, comme la Suisse saxonne (Quadersandstein), les Causses (calcaire et dolomie), ou les Landes de Gascogne (sables). Souvent même une seule vallée est creusée dans plusieurs terrains différents. L'action des roches sur l'érosion est donc plus complexe encore qu'on ne l'imagine au premier abord. C'est par leur résistance *relative*, leur perméabilité ou leur solubilité *relative*, qu'elles influent sur l'évolution du modelé.

Le fait le plus important à noter nous a déjà été révélé (chap. II) par l'étude sommaire de la topographie : le contact de roches différant par leurs propriétés physiques est presque toujours marqué par une rupture de pente. Au moins est-ce la règle générale dans toutes les régions où l'évolution est quelque peu avancée. Les escarpements concentriques du bassin parisien (falaise de l'Ile-de-France, Argonne, côtes de Meuse, etc.), sont le type le plus commun de cette forme élémentaire.

L'étude comparée des cartes topographiques et géologiques nous montrerait aussi que les thalwegs sont très souvent établis au contact de formations différentes. La vallée est toujours dans ce cas dissymétrique. Quand les couches sont plus ou moins inclinées, la dissymétrie est particulièrement accusée; de pareilles *vallées* ont été appelées *monoclinales* à cause de la pente uniforme des couches sur leurs deux versants; dans la nomenclature basée sur l'évolution du réseau hydrographique créée par Davis, elles correspondent au type *subséquent*. Tant que le cycle d'érosion est à la phase du façonnement du profil d'équilibre et de l'approfondissement des vallées, le thalweg s'enfonce obliquement suivant la pente des couches, l'escarpement formé par la couche plus résistante est constamment affouillé par la base (fig. 213).

Si communs que soient les escarpements et les vallées dissymétriques au contact de terrains différents, il ne faut cependant pas plus les considérer comme la règle générale que les formes arrondies du granite et les reliefs effacés des argiles. Ce sont les aspects qui nous sont les plus familiers, mais ils correspondent à un stade de l'évolution du relief, dont l'enchaînement avec les stades précédents et suivants sera expliqué plus loin (chap. VII).

Influence de la superposition horizontale de couches inégalement résistantes; plateformes structurales. — La formation des vallées



dissymétriques du type monoclinal suppose toujours une inclinaison légère des couches. Dans une région de couches horizontales, c'est de leur épaisseur relative et de leurs conditions de superposition que dépend le profil des vallées. La région parisienne offre à chaque pas des exemples de versants à pente raide dans les couches les plus

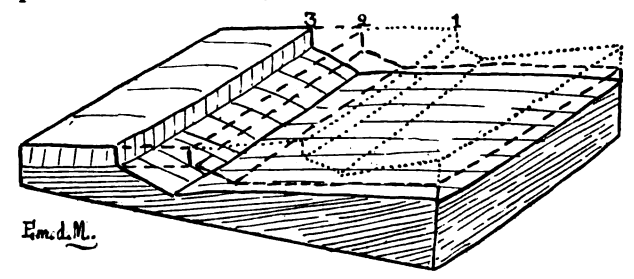


Fig. 213. — Évolution d'une vallée monoclinale.

meubles (sables), lorsqu'elles sont surmontées par une couche résistante (calcaire ou grès) [type A de la fig. 214]. La rupture de pente qui marque le pied de l'escarpement de la table résistante a été déjà notée comme un des premiers faits qui appellent l'attention du topographe sur les conditions génétiques du modelé (chap. II, fig. 178, A).

Si la couche résistante est inférieure à la couche meuble, elle perd toute influence, tant que l'approfondissement du thalweg ne l'a pas

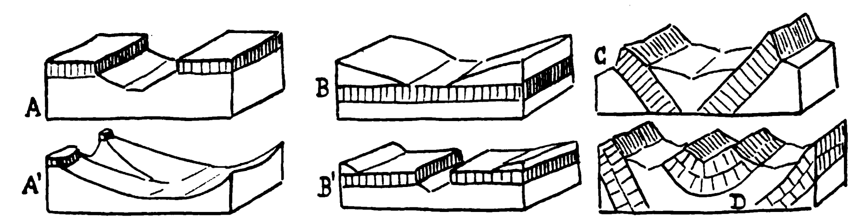


Fig. 214. — Évolution des vallées dans une région de roches de consistance inégale, dans des conditions diverses de superposition, d'épaisseur et de pente des couches.

atteinte (fig. 214, type B), les conditions peuvent changer suivant l'état d'avancement du cycle d'érosion et l'approfondissement plus ou moins grand du thalweg. Si la vallée se creuse à une grande profondeur dans les couches meubles, la table résistante finira par être complètement enlevée et les formes se rapprocheront du type B (A'). Au contraire un creusement plus profond aura, dans le cas B, comme résultat un encaissement de la vallée au-dessous de la couche résistante, tandis qu'au-dessus les couches meubles seront à peu près complètement enlevées. Ainsi se formera une plateforme (B'), qui pourra s'étendre

sur une assez large surface, les vallées principales s'enfonçant seules profondément dans la couche dure. On peut donner le nom de *plateforme structurale* à une pareille surface plane, pour la distinguer des *plateformes d'érosion*. Celles-ci ne peuvent se former qu'en continuité avec le niveau de base; celles-là peuvent se développer à des hauteurs variables, leur altitude et leur pente sont en rapport avec la *structure* géologique du sous-sol.

L'exemple le plus saisissant qu'on puisse citer de plateforme structurale est offert par les gorges du Colorado dans l'État d'Arizona

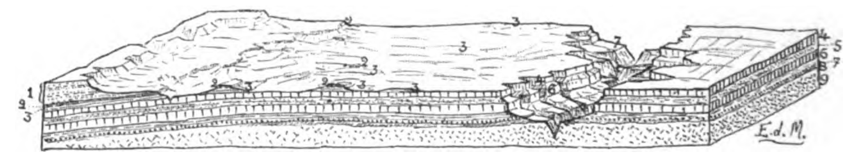


Fig. 215. — Diagramme des plates-formes et du cañon du Colorado dans l'Arizona. (Altitude du plateau au bord de la vallée, 2 300 m.; au fond de la gorge, 800 m.).

1, grès triasiques (Vermillon cliffs); — 2, couches de Shinarump (conglomérat très dur, coiffant les buttes témoins et la ligne d'escarpement des schistes permiens); — 3, Marnes et grès tendres permo-triasiques (couches de Mencopie); — 4, calcaire d'Aubrey (Carbonifère); — 5, grès du Carbonifère inférieur; — 6, calcaire de Redwall (Dévonien-Carbonifère); — 7, schistes argileux de Tonto (Cambrien); — 8, grès de Tonto (Cambrien); — 9, Archéen.

(Ouest des États-Unis), et les plateaux qu'elles entaillent sur une profondeur de 1 500 mètres.

Les descriptions de Powell, les études de Dutton et de Davis [30] ont rendu célèbre cette région merveilleuse et facilité l'interprétation de son relief, dont une excellente carte topographique permet de suivre tous les détails.

L'esprit reste confondu devant l'énorme travail d'érosion accompli récemment en profondeur à travers toute la série des couches primaires; mais surtout on a peine à concevoir que cette érosion ait fait plus que scier une gorge étroite, comme celle qui entaille au fond le granite lui-même, qu'elle ait pu élargir sensiblement la vallée et même déblayer d'immenses étendues à la surface du plateau.

Il n'est cependant pas permis de douter que c'est au travail de l'érosion récente que sont dues les plateformes structurales interrompant les pentes raides des versants, partout où se trouve une couche moins résistante, notamment au niveau des schistes cambriens (7 de la fig. 215). Même le plateau, dont l'uniformité contraste si fortement avec le relief prodigieusement déchiqueté des versants de la vallée, ne représente plus la surface antérieure au cycle actuel pendant lequel a été creusé le cañon. L'érosion y a dégagé le contact du calcaire carbonifère avec les marnes et grès tendres permo-triasiques, dont quelques buttes subsistent çà et là; elle a créé ainsi une plateforme structurale, dont la formation est, si étrange que la chose puisse paraître, contemporaine de celle de la vallée.

Dans des proportions plus modestes, toutes les régions de couches



à peu près horizontales, où le creusement se fait dans un complexe de couches inégalement résistantes doivent offrir des plateformes structurales et des vallées encaissées. La région parisienne est devenue classique à ce point de vue [LAPPARENT, 31]. A chaque banc de calcaire correspond une plateforme; la plus développée aux environs de Paris est celle du calcaire grossier, qui forme le Plateau de l'Ile-de-France (voir chapitre VII, fig. 261, p. 563).

Le développement des plateformes structurales au contact de couches résistantes avec des couches plus meubles a été toujours plus ou moins explicitement reconnu par les géologues, avant que la notion de pénéplaine ait été mise en lumière. Les pénéplaines sont des plateformes d'érosion formées en continuité avec le niveau de base. Soulevées et attaquées par l'érosion qui y creuse des vallées jeunes étroites, elles donnent des formes souvent difficiles à distinguer des plateformes structurales.

On peut admettre comme un caractère distinctif d'une plateforme structurale une parfaite conformité de pente avec la surface de la couche résistante à laquelle elle doit son origine. Les pénéplaines anciennes tranchent obliquement les surfaces structurales. En outre on y trouve généralement des placages d'alluvions anciennes très décomposées.

La formation de plateformes structurales ressemblant à d'anciennes plateformes d'érosion n'est évidemment concevable que dans le cas où les couches sont relativement peu inclinées; autrement l'érosion atteindra rapidement une couche inférieure à la couche résistante et nous nous trouverons dans un cas intermédiaire entre A et B de la figure 214. L'approfondissement des thalwegs et l'élargissement des vallées amèneront une sélection entre les bancs résistants et les couches meubles, dont le résultat pourra être très différent suivant la disposition des strates (fig. 214, types C et D).

Ainsi il est impossible d'essayer de serrer de plus près le problème de l'érosion dans un district de roches hétérogènes, sans être ramené à la nécessité d'étudier les conditions tectoniques. C'est à cette étude que sera consacré le chapitre suivant.

1*. — WALTHER (J.). Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III, Lithogenesis der Gegenwart. Iena, 1894, in-8°, 474 p. (C'est l'ouvrage d'ensemble le plus important sur la formation des roches sédimentaires).

2. — CAYEUX (L.). Structure et origine des grès du tertiaire parisien, *Minist. Trav. publ. Études des gîtes minéraux de France*, 1906, in-4°, 160 p.

3. — MICHEL-LÉVY. Structure et classification des roches éruptives. Paris, 1889, in-8°, 85 p. —Cf. du même auteur : Principes à suivre pour une classification universelle des roches. *C. R. VIe Cong. géol. internat.*, Paris, 1887, p. 147-160.

4*. — VAN HISE. A treatise on metamorphism. *U. S. Geol. Surv. Monograph* n° 47, 1904, in-4°, 1286 p., 32 fig.

5. — HAUG (E.). Traité de Géologie. Tome I, 1907, spéc. ch. VIII, IX, XIII et XX, résume excellemment tous les résultats précis des études sur l'origine et la classification des roches.

6. — THOULET. Expériences synthétiques sur l'abrasion des roches par le sable. *An. des mines*, 1887 (cf. *CR. Ac. Sc.*, CIV, 1887, p. 381-383).
7. — PASSARGE (S.). Physiologische Morphologie. *Mit. G. Ges. Hamburg*, 1912, p. 135-337, 2 pl.
8*. — BRANNER. Decomposition of rocks in Brazil. *Bul. Geol. Soc. America*, VII, p. 255-314, 4 pl.
9. — MATTHES (F. E.) Sketch of Yosemite National Park and account of the origin of the Yosemite and Hetch Hetchy valleys. Washington Dep. of the Interior, 1912, in-8° 47 p.
10. — COLLIN (A.). Recherches expérimentales sur les glissements spontanés en terrains argileux. Paris, 1847, in-8°, 168 p. atlas, 21 pl.
11*. — GÖTZINGER (G.). Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. *G. Ab.*, IX, 1907, 174 p. (étude la plus complète sur le modelé des terrains argileux).
12*. — BRAUN (G.). Beiträge zur Morphologie des N. Apennins. *Z. Ges. für Erdkunde*. Berlin, 1907, p. 441 et 510.
13*. — ALMAGIA. Studi geografice sulle frane in Italia. *Soc. G. Ital. Memorie*, XIII, 1907.
14*. — HEIM (Albert). Ueber die Verwitterung im Gebirge. *Œffentl. Vorträge*. Basel. V, 5, 1879. 40 p., 1 pl.
15. — HETTNER. Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. *Forsch. zur D. Landes-und Volkskunde*, II, 1887, p. 245-355, 2 pl.
16. — BARRÉ (O.). Le relief de la forêt de Fontainebleau. *A. d. G.*, 1902, p. 293-314, pl. 8-9.
17. — DAUBRÉE. Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris, 1887, 2 vol. in-8°, 455 et 302 p.
18. — CVIJIC (J.). Das Karstphänomen. *G. Ab.*, V, 1893, p. 217-330.
19. — HASSERT (K.). Beiträge zur physischen Geographie von Montenegro. *P. M.*, *Erg.* n° 115, 1895.
20. — CVIJIC (J.). Morphologische und glaciale Studien aus Bosnien, der Hercegovina und Montenegro : I Die Karstthläer, II Die Karst-Poljen. *Ab. G. Ges. Wien*, 1900, n° 6; 1901, n° 2. — Cf. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche *P. M.*, 1909, p. 121, 157 et 177, carte 1 : 600 000.
21. — MARTEL. Les abîmes. Paris, 1894, 579 p. (cf. *Spelunca*, Revue de la Société de Spéléologie [pér. 1895 sq.], et Mémoires, 1896, sq.).
22. — GRUND (A.). Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien. *G. Ab.*, VII, 3, 1903, 200 p. — Cf. Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges *Ibid.*, IX, 3, 1910, 230 p., 4 pl.
23*. — ECKERT (M.). Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld in Allgäu. *Wiss. Ergänzungshefte der Z. D. und Oesterr. Alpenver.*, I, 3, 1902, 108 p., 20 pl.; levé topographique modèle, bibliographie (cf. Das Karrenproblem, die Geschichte seiner Lösung. *Z. für Naturwiss.*, LVIII, 1896, p. 321-432).
24*. — CHAIX (Em.). Contribution à l'étude des lapiés : la topographie du désert de Platé. *Le Globe*, XXXIV, 1895, 47 p., 14 pl., 1 carte (cf. Contribution à l'étude des lapiés en Carniole et au Steinernes Meer. *Le Globe*, 1907, 53 p., 26 pl.).
25. — DISTEL (L.) und SCHECK (F.). Das Plateau des Zahmen Kaisers. *Landeskundliche Forsch. hgg. von der G. Ges. in München*, n° 11 München 1911, 70 p., carte.
26. — MARINELLI (O.). Fenomeni analoghi a quelli carsici nei gessi della Sicilia. III° *Cong. G. italiano Firenze*, 1899, 14 p. (cf. Nuove osservazioni su fenomeni di tipo carsico nei gessi apenninici. V° *Cong. G. Ital. Napoli*, 1904, II, p. 150-186).

27. — KATZER (Fr.). Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkanhalbinsel*, n° 8. Sarajevo, 1909, 94 p.
28. — PENCK (A.). Das Karstphänomen. *Schr. z. Verbreitung naturwis. Kenntnisse Wien*, 1904.
29. — SAWICKI (L. von). Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. *G. Z.*, XV, 1909, p. 187-204 et 259-281.

30. — DAVIS (W. M.). An excursion to the Grand Canyon of the Colorado. *Bul. mus. comparat. zool.*, XXXVIII, 1901, p. 107-200, 2 pl.
31. — LAPPARENT (A de). La géologie en chemin de fer, description géologique du bassin parisien. Paris, s. d., in-12, 608 p., 1 carte.

CARTES A CONSULTER

Topographie granitique. — *France, 80 000* : 164 Limoges, 165 Ussel, 111 Avallon, 145 Montluçon, 59 St-Brieuc.
États-Unis, 62 500 : California : Tchama. Special map : Yosemite.

Terrains argileux, formes séniles. — *France, 80 000* : 52 Commercy NE, 69 Nancy NE.
France, 50 000 : XXXIV/14 Nomeny.

Terrains argileux et schisteux, formes jeunes. — *France, 80 000* : 211 Le Buis NE.
Italie, 100 000 : 83 Rapallo, 97 San Marcello Pistojese, 98 Vergato.

Reliefs gréseux. — *Allemagne, 100 000 :* 443 Dippoldiswald, 444 Königstein, 445 Zittau.
Saxe, 25 000 : Oybin.
France, 80 000 : 65 Melun SE., 80 Fontainebleau NE.

Reliefs calcaires, plateaux à dolines et cañons. — *France, 200 000 :* 58 Aurillac, 65 Rodez.
France, 80 000 : 196 Mende, 208 Séverac, 220 St-Affrique, 521 Le Vigan NW. et SW.
Autriche-Hongrie, 75 000 : 21/IX Tolmein, 20/X Radmansdorf, 22/IX Gorz und Gradisca, 22/X Adelsberg, 22/XI Zirknitz, 23/X Sesana, 24/XI Delnice und Fiume, 16/VIII St. Johann im Pongau, 16/IX Rastadt. — Umgebungskarte von Triest.
Italie, 100 000 : 145 Avezzano, 146 Sulmona, 140 Taramo.
Bavière, 50 000 : 93 Reichenhall SE.

Lapiés. — *Suisse, 50 000 :* 400 Linthal, 263 Glarus.
CHAIX (Bibliogr., n° 24).
ECKERT (Bibliogr., n° 23). Gottesackerplateau 1 : 7 500, équidistance 10 m.
DISTEL et SCHECK. (Bibliogr., n° 25).

CHAPITRE V

INFLUENCES TECTONIQUES SUR LE RELIEF

Tectonique et diastrophisme. — L'étude des dislocations des couches résultant de mouvements du sol relève de la géologie, on l'appelle *Tectonique*. Son développement est relativement récent. De Saussure au XVIIIe siècle avait déjà remarqué les contournements bizarres de couches si visibles dans les Alpes, mais les considérait comme des exceptions. Ce n'est qu'en 1830 que THURMANN fit connaître les plissements réguliers du Jura, devenus maintenant classiques [16]. Depuis, les Appalaches, les Alpes, l'Himalaya ont livré à une armée infatigable de chercheurs les secrets de leur structure. Les termes créés pour désigner chaque type de dislocation ont été codifiés par A. HEIM et Emm. de MARGERIE [1].

Les dislocations des couches géologiques ont été longtemps considérées comme le seul indice de mouvements du sol. Mais certains faits, dont les études géographiques augmentent le nombre de jour en jour, prouvent que le sol est susceptible de *mouvements d'ensemble* indépendants des dislocations proprement dites, ou dont la relation avec ces dislocations n'est pas nettement établie. C'est pour désigner à la fois ces deux genres de mouvements du sol que certains auteurs ont proposé le terme de *diastrophisme*.

Il est à peine besoin de faire ressortir la nécessité de tenir compte du diastrophisme sous toutes ses formes pour interpréter le relief du sol. Les mouvements d'ensemble déterminent les cycles d'érosion. L'influence des dislocations se fait d'abord sentir en créant des reliefs et des dépressions, qui sont sculptés par l'érosion ou comblés par les produits de dénudation. Mais cette influence survit longtemps après la destruction des reliefs qu'elle a créés; la disposition prise par les couches à l'intérieur de l'écorce terrestre guidera

jusqu'au bout le travail de l'érosion, en lui offrant des alternances de strates plus ou moins résistantes, inclinées plus ou moins dans un sens déterminé. L'étude attentive de la topographie révèle toujours à certains *signes* caractéristiques l'empreinte des dislocations, tellement qu'on doit, sur une bonne carte, pouvoir lire les grands traits de la structure du sous-sol. C'est à faire connaître ces *signes* que nous nous attacherons surtout dans ce chapitre.

Mais il est d'abord nécessaire de rappeler les principaux types de dislocations.

Plis et failles. — On distingue deux grands groupes de dislocations : les *plis*, résultant de ploiements des couches, sans cassure, la longueur de l'ensemble étant réduite (fig. 216, gauche); — les *failles*,

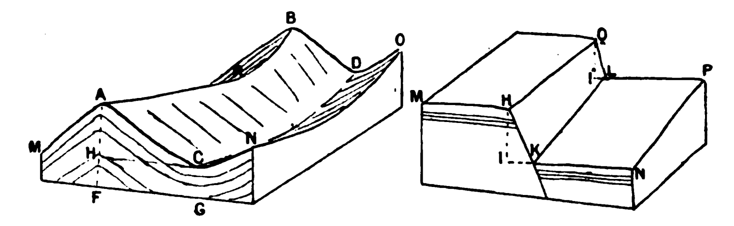


Fig. 216. — Les deux grandes catégories de dislocations tectoniques. Plis et failles.

résultant d'une cassure, le long de laquelle un compartiment glisse par rapport à l'autre (fig. 216, droite).

La prédominance de l'un ou l'autre de ces types de dislocation dans une région laisse une empreinte remarquable sur la topographie. On reconnaîtra toujours les régions plissées au parallélisme et à l'allongement de tous les traits du relief, notamment des vallées et des crêtes ou collines les séparant. Dans le Jura, dans les Appalaches, dans la Bretagne, dans les Alpes, on retrouvera ce *signe* distinctif des pays plissés.

Les régions faillées n'offrent généralement pas une disposition zonale aussi régulière; le relief y est plutôt du type tabulaire; des dénivellations de tracé rectiligne séparent des compartiments de hauteur inégale.

La distinction établie en France entre l'*architecture plissée* et l'*architecture tabulaire* [Barré] mérite vraiment d'être généralisée comme une distinction aussi géographique que géologique. Mais il est bien entendu qu'elle est fondée sur la considération des dernières dislocations qui ont affecté le sol; très souvent des failles viennent

rajeunir le relief d'anciennes régions plissées et nivelées par l'érosion (Massif Central français, Vosges et Forêt Noire, etc.).

Sur une carte d'ensemble bien faite d'un continent on doit pouvoir distinguer les régions d'architecture plissée et d'architecture tabulaire. L'Asie peut être citée comme exemple : les chaînes plissées qui la traversent de l'Asie Mineure à la Chine contrastent avec les plateaux de la Syrie, et de l'Arabie ou de l'Inde dont l'aspect et la structure rappellent l'Afrique.

Une enquête générale montrerait que les régions d'architecture plissée correspondent, en général, aux plus hauts reliefs actuels.

Mécanisme des dislocations tectoniques. — C'est de la géologie que relève évidemment l'étude des dislocations tectoniques; mais il n'est pas permis au géographe d'ignorer les résultats qu'elle a donnés.

L'expérimentation, d'accord avec la théorie, a montré que les plis sont dus à des poussées tangentielles par rapport à la surface du sol; les failles

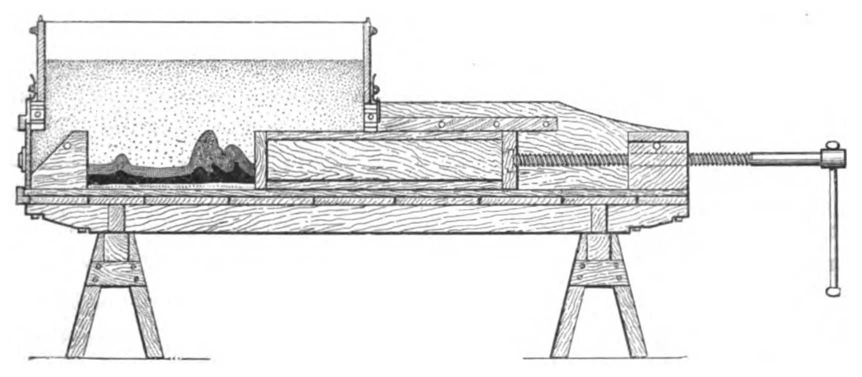


Fig. 217. — Machine employée par Bailey Willis pour imiter les plissements des Appalaches.

Les couches plastiques sont comprimées progressivement entre un butoir fixe et un piston qui s'avance par le mouvement d'une manivelle.
Elles sont chargées d'un poids considérable de matière semi fluide marquée en pointillé.

à des efforts dirigés dans le sens vertical, mais succédant généralement à des gauchissements superficiels.

Les premiers essais expérimentaux ont été faits par le géologue J. Hall au début du XIX[e] siècle. Depuis, Daubrée, Alph. Favre, Bailey Willis ont successivement perfectionné les procédés. Les expériences de Daubrée [3] étaient relativement simples : une lame métallique chargée d'un poids constant et comprimée à ses deux extrémités reproduisait en se ployant les profils des plissements alpins. Des plaques de verre épais soumises à une torsion vigoureuse, montraient un réseau de cassures étoilées, se recoupant à angles aigus.

Bailey Willis, aidé d'une machine plus compliquée (fig. 217), a pu reproduire à peu près toutes les formes de plis qu'on rencontre dans les Appalaches [4]. Comme Daubrée, il a reconnu la nécessité de charger de poids relativement considérables les couches soumises à des efforts de compression latérale pour obtenir des plis compliqués, tels que ceux qu'on observe dans la réalité. Il y a là une indication très importante, confirmant la théorie suivant laquelle les dislocations complexes qui donnent naissance aux grandes montagnes, se forment à de grandes profondeurs, sous le poids de couches épaisses de plusieurs milliers de mètres, dont la pression peut rendre plastiques les roches les plus compactes.

Tremblements de terre. — L'expérimentation dans le laboratoire n'a malheureusement, ici comme dans toutes les questions naturelles, qu'une valeur démonstrative. La nature ne nous permet guère d'assister à la formation des accidents tectoniques qui sont le résultat de mouvements lents, concentrés probablement surtout à l'intérieur de l'écorce terrestre. Toutefois les tremblements de terre offrent l'occasion d'observer tout au moins la formation des failles, et l'étude de leur répartition montre que c'est dans les régions disloquées que la surface terrestre est le plus instable.

On a souvent cité le tremblement de terre de Calabre en 1783, qui donna naissance à un réseau de crevasses long de 30 kilomètres, l'une d'elles large de 10 mètres avec une dénivellation de 4 mètres. Le tremblement de terre du Japon en 1891 est resté célèbre par les dislocations qui l'ont accompagné. L'album qui lui a été consacré [Ogawa, 6] contient une photographie souvent reproduite depuis, où l'on voit une route coupée en deux par une faille causant une dénivellation de plusieurs mètres. L'étude du tremblement de terre de San Francisco en 1906 [7] a montré que les déplacements horizontaux y avaient prédominé, les dénivellations constatées n'étant que des conséquences locales.

L'intérêt pratique qui s'attache à la connaissance des régions les plus ébranlées a amené la constitution de services d'état centralisant et étudiant les observations de tremblements de terre notamment au Japon, en Grèce, en Italie et au Chili. Les travaux touchant à ce sujet se sont accumulés au point que l'on a fait de l'étude des tremblements de terre une science spéciale la *Séismologie*.

On dispose maintenant d'instruments délicats, capables d'enregistrer même de faibles secousses en en donnant la direction et l'intensité (*Séismographes*). Mais on tire parti aussi d'observations basées sur l'impression physiologique ressentie et les effets physiques de la secousse. L'intensité est évaluée dans ce cas d'après une échelle établie par Rossi et Forel. L'heure exacte où se produit l'ébranlement est importante à noter, elle permet de déterminer la vitesse de propagation de l'onde séismique et de tracer, en joignant les points où la secousse s'est produite à la même heure, des lignes *isoséistes*.

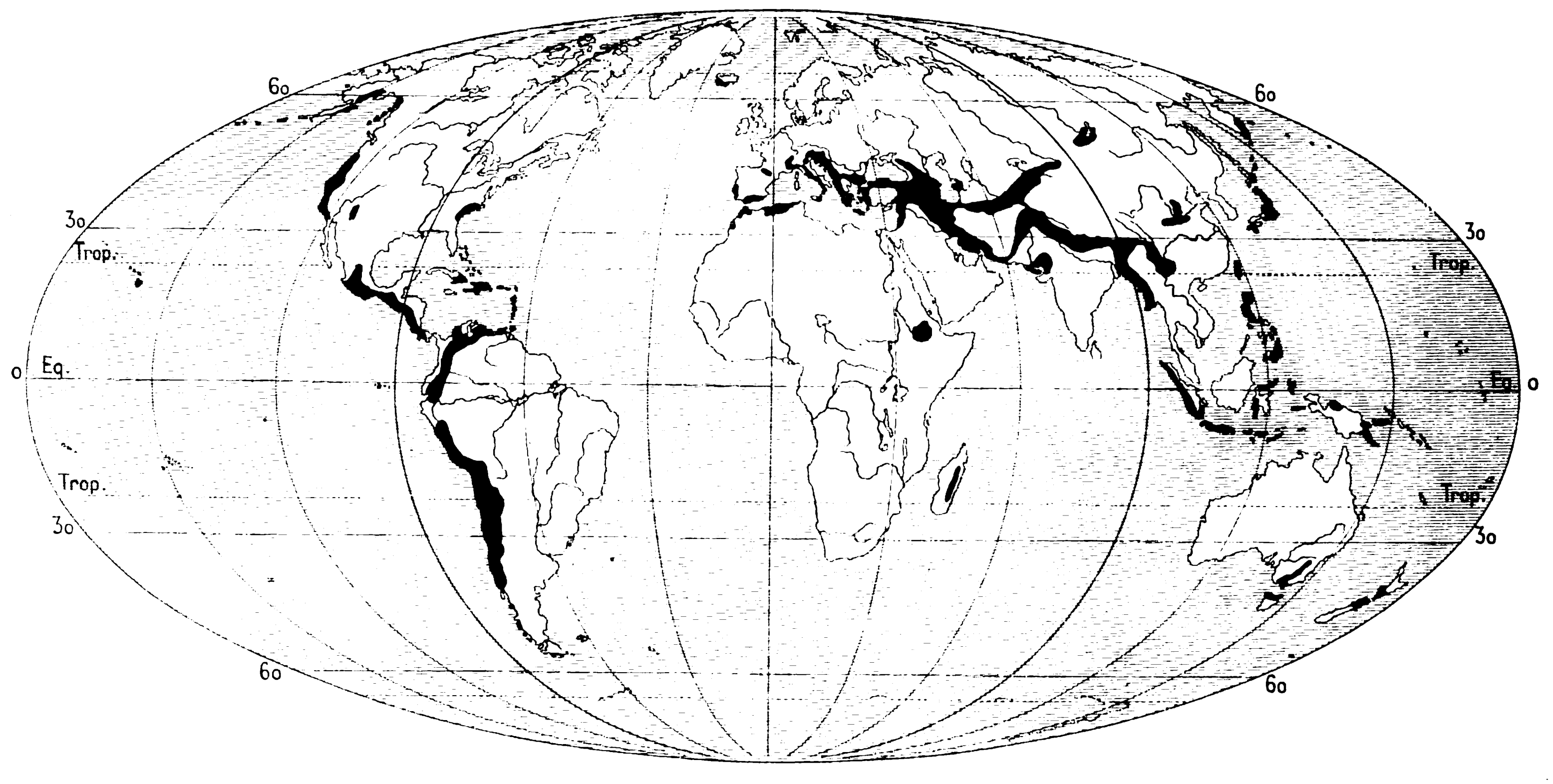


Fig. 218. — Répartition de la séismicité, d'après F. de Montessus de Ballore.

On peut ainsi espérer fixer approximativement l'endroit où la secousse a atteint pour la première fois la surface du sol (*épicentre*) et son point de départ en profondeur (*centre*). La détermination du centre est malheureusement rendue très incertaine par le fait que la terre ne constitue pas un milieu homogène. Sa densité augmente en profondeur, suivant une loi qui n'est pas exactement connue, et, même à la surface, la densité varie suivant la nature des roches; or la vitesse de propagation d'un mouvement dépend de la densité du milieu traversé. Une autre cause d'incertitude vient de ce que la plupart des tremblements de terre violents n'ont pas à proprement parler d'épicentre.

Les notions de centre et d'épicentre, utiles au début de la science séismologique, sont devenues plutôt encombrantes. Elles dérivaient de la supposition erronée d'une relation constante entre les tremblements de terre et le volcanisme. La plupart des cartes d'*isoséistes* qu'on a pu établir montrent non pas des courbes régulières concentriques, comme on devrait s'y attendre dans l'hypothèse d'un centre unique, mais une *zone épicentrale* correspondant à une zone centrale interne [DE MONTESSUS, 9]. Dans presque tous les cas où on a pu déterminer cette zone épicentrale, on a constaté qu'elle était parallèle, ou même coïncidait, avec une zone d'accidents géologiques récents. C'est là le résultat le plus précis de l'étude physique des tremblements de terre. Il est confirmé et éclairé par leur étude géographique.

Un dépouillement minutieux de toutes les statistiques séismiques a permis à F. DE MONTESSUS DE BALLORE [8] de dresser, pour les principales régions du globe, des cartes qui montrent nettement un rapport entre la fréquence des tremblements de terre ou *séismicité* et la présence de dislocations récentes. Une carte générale de la séismicité (fig. 218) montre que les tremblements de terre sont particulièrement fréquents le long des grandes dénivellations qui marquent l'asymétrie du relief terrestre (cf. notre planisphère hypsométrique et bathymétrique hors texte) et que les zones les plus ébranlées correspondent aux zones de plissements de l'époque tertiaire (cf. fig. 276), Il est donc probable que la cause principale des tremblements de terre est bien dans les mouvements des couches superficielles de la lithosphère. Nous sommes encore sous le coup des dislocations qui ont donné à la surface du globe son aspect géographique général à la fin de l'époque tertiaire; les mouvements du sol ne peuvent être considérés comme arrêtés, même depuis la période historique.

Failles, définitions géologiques. — L'interprétation des reliefs dus aux dislocations tectoniques suppose évidemment une connaissance précise de ces dislocations. Des définitions géologiques doivent donc être brièvement rappelées.

Dans une région faillée (fig. 219) la *ligne de faille* est la trace de la faille (KL) à la surface du sol; le plan de faille est le plan le long duquel s'est

fait le glissement (HKL); le *regard* de la faille est tourné du côté du bloc affaissé; la dénivellation est mesurée par le *rejet*, c'est-à-dire la distance entre deux couches primitivement au même niveau (HI). Il est important de noter

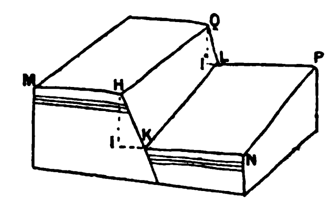


Fig. 219. — Terminologie des différentes parties d'une région faillée.

que le rejet varie généralement le long de la ligne de faille, comme le montre la figure (QI' plus petit que HI).

Une distinction très importante est celle entre les failles *conformes*, dans lesquelles le regard est tourné du côté vers lequel les couches sont incli-

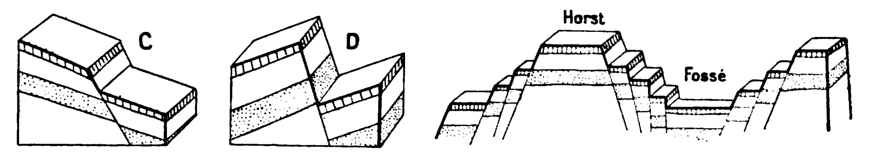


Fig. 220. — Failles conformes (C) et contraires (D); failles en gradins avec fossé et horst ou boutoir.

nées (fig. 220, C), et les failles *contraires* où le regard est en sens inverse de la pente des couches (D).

Plusieurs failles ayant même regard forment une *faille en gradins*. Deux failles ou deux séries de failles de regard contraire donnent un *fossé* (*graben* en allemand) ou un *butoir* (*horst* en allemand) (fig. 220).

Le déplacement relatif de deux compartiments de l'écorce terrestre, au lieu de se produire le long d'un plan vertical, peut se produire suivant un plan horizontal. On a alors un *décrochement horizontal* (fig. 221).

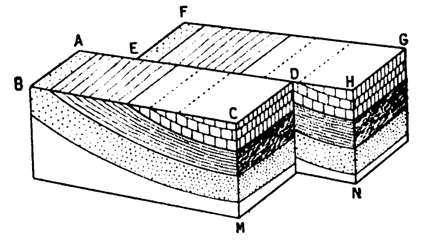


Fig. 221. — Décrochement horizontal.
Le bloc FHN est poussé à droite par rapport au bloc ACM. Le résultat est une discordance des affleurements de part et d'autre de la ligne ED.

Influence des failles sur la topographie. — Les différents types de failles ne peuvent avoir la même influence sur la topographie.

Les décrochements horizontaux se traduisent par un brusque saut des crêtes ou des abrupts correspondant au contact d'une couche dure avec une couche tendre. On les reconnaît à ce signe, même

dans des régions de dislocations très anciennes comme le Massif armoricain (fig. 222).

Parmi les failles proprement dites, les *failles conformes* ne font qu'accentuer l'inclinaison générale du sol, aussi leurs traces sont beaucoup moins reconnaissables dans la topographie que celles des *failles contraires*. Celles-ci amènent en effet un renversement de pente (v. fig. 220 D), elles doivent disloquer le réseau hydrographique. Les eaux tendent à se rassembler le long de la ligne de faille là où le rejet est le plus fort en formant des lacs. Tel est le cas des montagnes de l'Orégon dans l'Ouest des États-Unis, où des coulées de laves sont disloquées par des failles contraires (fig. 223) [Russell, 10].



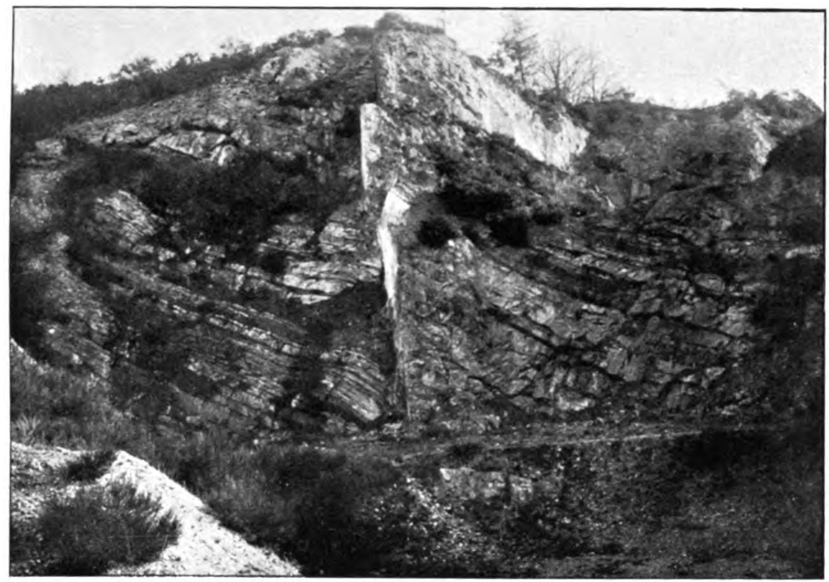
Fig. 222. — Trace d'un rejet horizontal dans la topographie. (Extrait de la carte d'État-major au 1 : 80 000 f. Alençon NW.)

Le rejet de la crête correspond à un décrochement horizontal déplaçant vers le N. une bande de grès armoricain, couche dure que l'érosion laisse en saillie.

Il est évident que toute faille doit tendre à disparaître progressivement sous l'influence de l'érosion. Les lacs sont comblés ou vidés et les escarpements de faille découpés par des vallées torrentielles reculent comme les versants d'une vallée attaqués par le ravinement (fig. 224). Mais le pied de l'escarpement, qui est la *ligne de faille*, gardant sa position, il en résulte que, pendant longtemps on reconnaîtra un escarpement de faille, même dégradé par l'érosion, à l'alignement rectiligne des éperons séparant les vallées, éperons qui seront tous terminés par des facettes triangulaires, derniers restes du plan de faille. Les montagnes du Grand Bassin à l'Ouest des États-Unis, disloquées par des failles récentes offrent des exemples frappants de cet aspect, qui ont été particulièrement décrits dans les Wasatch par Gilbert et Davis [27].

Avec le temps, l'escarpement de faille pourra disparaître complètement. Mais il restera toujours au moins une trace de la faille, soit dans la disposition du réseau hydrographique, soit simplement dans le changement de nature du sol qui peut se refléter sur la végétation et les cultures.

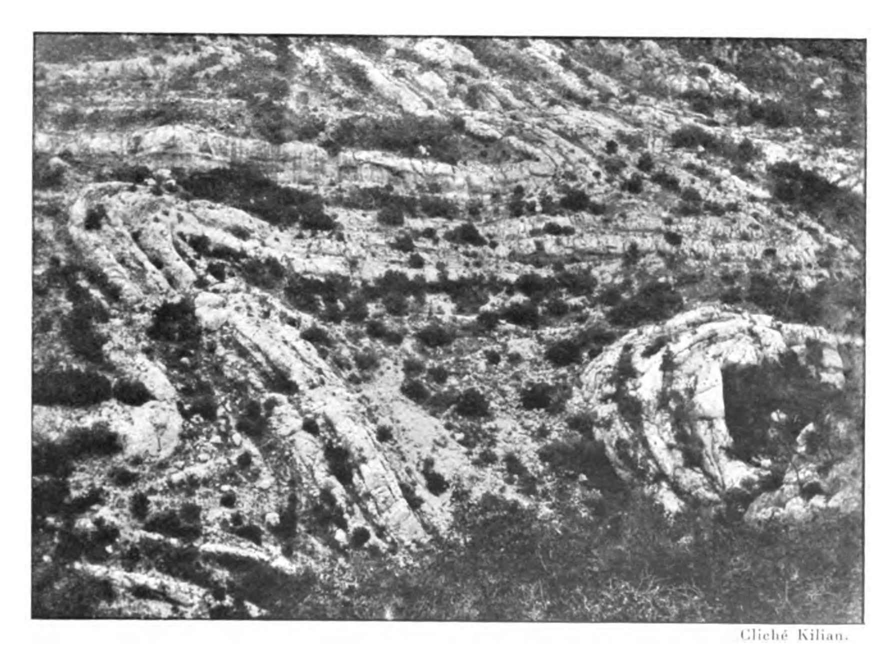
Le tracé d'une faille nivelée peut encore être marqué par une rupture de pente dans le profil longitudinal des vallées, et par des



Cliché E. de Martonne.

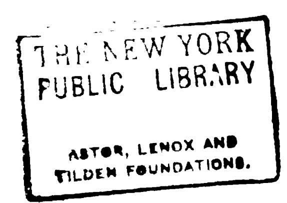
A. — Faille de Saint-Germain (Ille-et-Vilaine).

Miroir de faille visible avec rebroussement des couches.



Cliché Kilian.

B. — Plis du Candelon (Var).



rapides. C'est ainsi que la région orientale des États-Unis en façade sur l'Atlantique est traversée par une grande ligne de dislocations

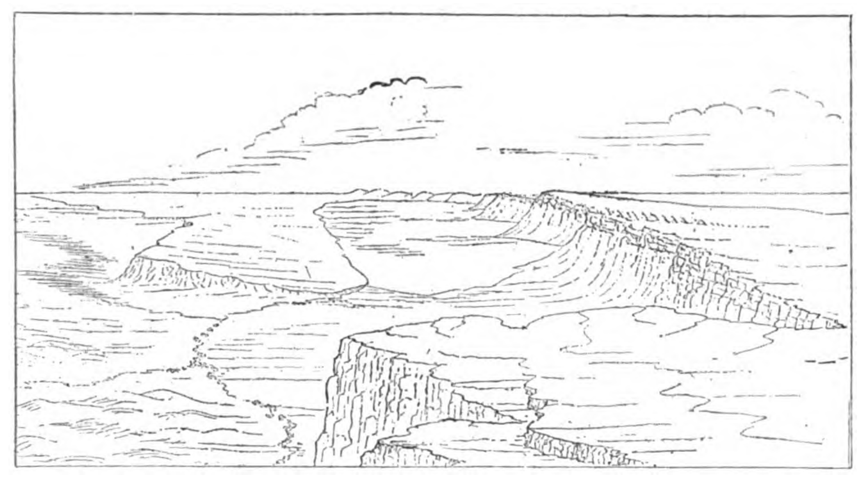


Fig. 223. — Lacs de l'Orégon produits par des failles contraires, d'après Russell. Figure extraite de Suess, *La Face de la Terre*, trad. Emm. de Margerie.

Nord-Sud, séparant le *Piedmont*, plateau de terrains anciens jadis boisé et encore relativement peu habité, de la *plaine côtière*, formée de tertiaire récent, région agricole et maritime très peuplée.

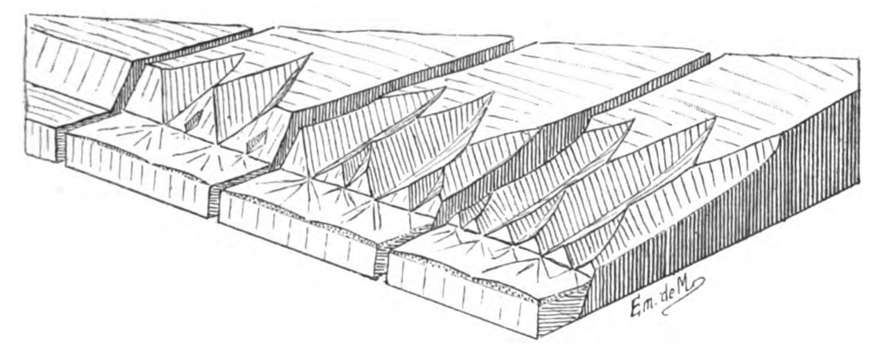


Fig. 224. — Formation des facettes indicatrices d'une faille.

L'importance de cette ligne, appelée *fall-line*, est augmentée par le fait que toutes les rivières la traversent par des rapides, points d'arrêt de la navigation, mais aussi points d'élection pour les villes industrielles qui y trouvent la force motrice [Mc Gee, 11].

Influence des fossés. Syrie, Afrique orientale. — Les failles en gradins et les fossés tectoniques ont une influence particulièrement frappante sur le relief du sol. On en connait depuis longtemps

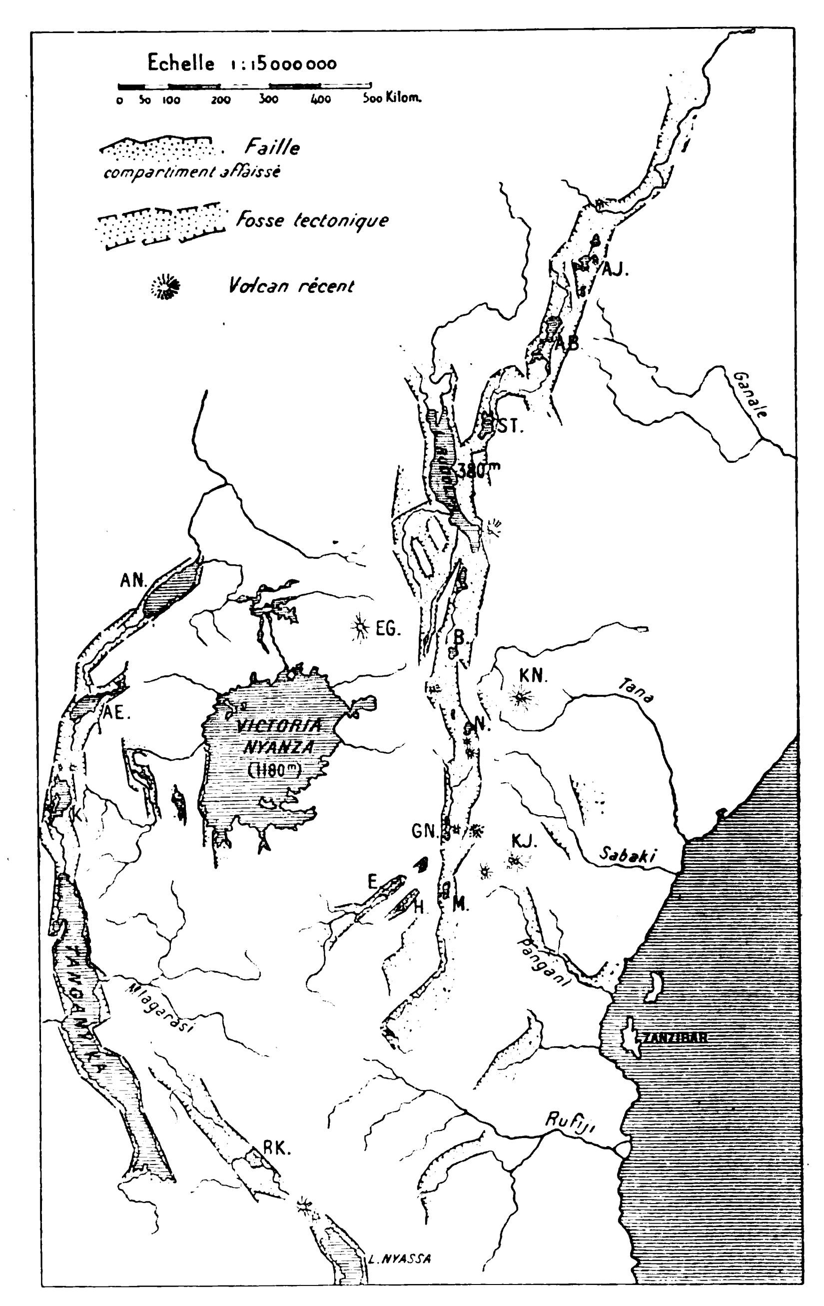


Fig. 225. — Les fossés de l'Afrique orientale, d'après Suess et les explorations récentes.

AN, Lac Albert; AE, Lac Albert-Édouard; K, Lac Kivou; RK, Lac Rikoua; E, Lac Eiasi; H, Lac Hohenlohe; M, Lac Maniara; GN, Lac Guasso Nyiro; KJ, Mont Kilimandjaro; KN, Mont Kenia; N, Lac Naïwascha; EG, Mont Elgon; ST, Lac Stephanie; AB, Lac Abaï; AJ, Lac Afdjada.

des exemples en Europe. Élie de Beaumont avait montré, dès 1841, que la plaine d'Alsace est un *fossé* encadré entre les massifs de la Forêt Noire et des Vosges, jouant le rôle de ce que Suess a appelé depuis *horst*. La mer Morte et la dépression du Jourdain ont été reconnues pour un *fossé* tectonique, jadis entièrement occupé par une mer intérieure, dont la mer Morte n'est qu'un reste. Ce fossé se continue vers le N. en Syrie et vers le S. jusqu'au Sinaï [Blanckenhorn, 12].

L'Afrique orientale est, d'après la géniale conception exposée en 1891 par Suess [13] et vérifiée par toutes les explorations postérieures, le champ de fractures le plus étonnant qu'on connaisse à la surface du globe. Une série de fossés, au fond desquels s'alignent des lacs, les uns salins ou à demi desséchés (Eiasi, Maniara, Natron), les autres encore bien conservés (Tanganyika, Albert Nyanza, etc.), courent du Nord au Sud depuis l'Abyssinie jusqu'au Zambèze (fig. 225).

On voit que les fossés tectoniques deviennent généralement un lieu de rassemblement des eaux. Souvent ils sont le centre de bassins fermés sans écoulement vers la mer. La plupart des points de la surface continentale qui se trouvent au-dessous du niveau moyen des Océans correspondent à des *fossés* (mer Morte, — 384 m.; Oasis de Siouah, — 31 et — 75 m.; Dry lake du Colorado, — 75 m., etc.). Mais cette condition est évidemment passagère, si le cycle d'érosion suit une évolution normale. On n'en connaît d'exemple persistant que dans des régions très sèches, désertiques ou subdésertiques. Partout ailleurs les lacs finissent par être comblés ou vidés et généralement les fossés subsistent à l'état de plaines (plaine d'Alsace, plaines de Limagne et du Forez dans le Massif central etc.).

Transition des failles aux plis; voussoirs, flexures. — Les plissements et les failles ne sont pas toujours dans la nature aussi distincts que nous l'avons supposé. Dans les régions faillées, on observe fréquemment des ondulations à large courbure des couches, comme s'il s'était produit un bombement ou un gauchissement dans chacun des compartiments légèrement déformés. On emploie souvent l'expression de *voussoir* pour désigner ces compartiments.

Le plan de faille n'est pas toujours parfaitement net, particulièrement sur le bord des voussoirs. Fréquemment, on y observe un rebroussement des couches (fig. 226 B et pl. XVII, A). Parfois même le plan de faille disparaît et il y a simplement étirement des couches le long d'un plan plus ou moins incliné, raccordant deux compartiments de couches non disloquées. Un pareil accident s'ap-

pelle *flexure* ou *pli monoclinal* (fig. 226 A). Le régime des voussoirs avec flexures ou plis-failles paraît dominer dans l'architecture de l'Ouest des États-Unis (plateaux du Colorado). Sur la bordure orientale des Montagnes Rocheuses, on voit les couches, à peu près

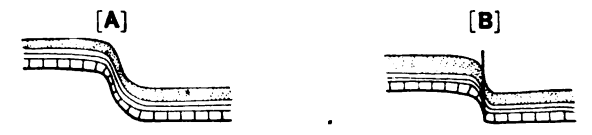


Fig. 226. — Flexure (A) et pli-faille (B).

horizontales dans toute l'étendue du bassin du Mississipi, se relever brusquement en une flexure grandiose. L'érosion, dégageant les bancs les plus solides, crée des barres rocheuses caractéristiques (*hog backs*).

D'après MICHEL-LÉVY [15] les mouvements récents des massifs anciens de la zone hercynienne en partie recouverte de couches sédimentaires obéissent à un rythme analogue. Le Massif central en particulier a formé à l'époque tertiaire une série de plis à grand rayon de courbure et a été décomposé en voussoirs avec flexures et plis-failles.

Plissements : définitions, observation. — Les différentes parties des plis ont leur nomenclature, comme celles des failles.

On appelle *pente* ou *prolongement* l'inclinaison des couches primitivement horizontales (angle ACH fig. 227). Les ondulations des couches forment alternativement des dépressions, que l'on appelle *synclinaux* (ACNO) et des soulèvements, qu'on appelle *anticlinaux* (MACB). La partie la plus basse du synclinal s'appelle *charnière synclinale*; (CD) la partie la plus élevée de l'anticlinal (AB), *charnière anticlinale*. Les deux charnières se raccordent par les *flancs* du pli (ABCD, flanc droit du pli anticlinal, est aussi le flanc gauche du pli synclinal). L'*axe* ou *plan axial* d'un pli est la bissectrice de l'angle formé par ses deux flancs (AF axe anticlinal, CG axe synclinal). L'*arête anticlinale* est la ligne qui joint les points les plus élevés de la charnière anticlinale (AB), l'*arête synclinale* suit les points les plus bas du synclinal (CD). La figure montre que les arêtes synclinales et anticlinales ne se tiennent pas constamment à la même hauteur.

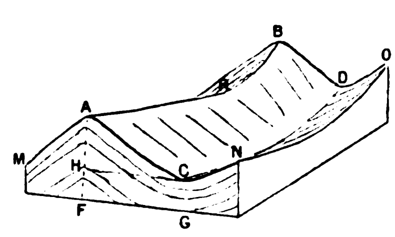


Fig. 227. — Définitions des différentes parties d'un pli.

L'observation des différentes parties d'un pli n'est pas toujours nécessaire pour le reconstituer. On peut en effet les déduire d'une ou deux observations, dont la plus importante est celle de la pente des couches. On fera

bien de s'y exercer; cette observation est facile à faire, sans que l'on soit spécialement géologue, et peut rendre de grands services pour reconnaître les lignes directrices du relief.

La pente des couches se mesure avec une boussole munie d'un perpendicule. On placera la ligne de foi *sur la surface d'un banc très net :* tourner l'instrument et lire l'angle le plus grand marqué par le perpendicule,

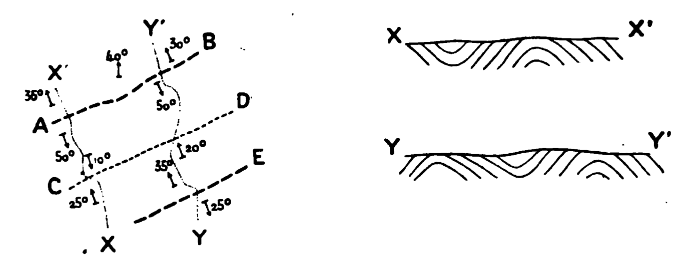


Fig. 228. — Observation des plissements.

A gauche, itinéraires (en pointillé) avec les plongements observés et le tracé des arêtes synclinales et anticlinales qui en résulte. — A droite, coupes correspondant aux deux itinéraires X X' et Y Y'.

marquer à ce moment la trace de la ligne de foi et en déterminer l'orientation. On se rappellera que les diaclases peuvent souvent créer une fausse apparence de stratification et on aura soin de ne mesurer la pente que là où l'on distinguera nettement un banc rocheux différent des roches encaissantes par sa compacité plus grande ou son caractère lithologique (par exemple banc gréseux ou calcaire intercalé dans des schistes).

La pente des couches se marque sur une carte par une flèche accompagnée de l'évaluation de la pente en degrés. Lorsque, dans un itinéraire, on observe successivement des pentes opposées, on est fondé à conclure



Fig. 229. — Charnière de pli visible dans les Montagnes Rocheuses canadiennes. Figure extraite de Suess, *La Face de la Terre*, trad. Emm. de Margerie.

qu'on traverse une région plissée. Si l'on constate de part et d'autre d'une ligne un changement constant de pente des couches, on y reconnaîtra la trace d'une arête synclinale ou anticlinale (fig. 228).

Il est relativement rare qu'on puisse observer dans la nature une charnière anticlinale ou synclinale parfaitement nette. Cependant la chose est parfois possible (fig. 229). On ne manquera pas de le noter par un croquis, car le fait est de la haute importance.

Différentes espèces de plis. — Il est impossible de comprendre l'influence des plis sur le relief sans connaître les formes très diverses qu'ils peuvent prendre et leur mode de groupement.

L'inclinaison plus ou moins grande des flancs donne des plis

lâches ou *serrés*, distinction d'une importance capitale, car l'évolution du relief est tout à fait différente dans les deux cas.

Dans les régions de plis serrés, la pente des deux flancs est rarement la même; au lieu de plis *droits*, on a des plis *renversés* ou *couchés*. Une série de plis couchés dans le même sens donne ce qu'on appelle une *structure isoclinale*, où l'observation de la pente des couches seule ne peut déceler l'existence du plissement, et où



Fig. 230. — Différentes espèces de plis.
AB, plis lâches; CG, plis serrés (C, droit; D, dissymétrique, E, couché); FG, structure isoclinale; H, structure en éventail.

l'érosion trouve d'ailleurs les mêmes conditions que dans une région de couches uniformément inclinées.

Les plis très serrés peuvent être déversés en sens contraire, produisant la structure en éventail caractéristique des grandes chaînes, et révélée notamment dans les Alpes.

Faisceaux de plis. — Il est rare de rencontrer un pli isolé au milieu d'une région non plissée. Dans ce cas l'influence de cette dislocation sur la topographie est des plus frappantes : il suffit de citer le Lomont dans le Jura septentrional, le Saint-Loup dans la zone calcaire du bas Languedoc. Mais généralement les plis se groupent en faisceaux, dont l'ensemble forme une sorte de grand anticlinal composé. Il est important d'avoir une idée nette de la disposition des *faisceaux de plis*, car cette disposition se traduit souvent dans le relief de façon surprenante.

Le parallélisme des axes est le cas qu'on est naturellement tenté de considérer comme le plus commun. Il est cependant fréquent de voir les plis s'écarter ou se rapprocher en faisceaux plus ou moins serrés. Suess [18] a créé une série d'expressions imagées pour désigner les dispositions variées qui en résultent. Il y a *Schaarung*, en français *jonction* ou *resserrement*, quand les plis se rapprochent et s'accolent; *virgation*, quand ils s'écartent en divergeant. Un faisceau de plis resserrés aux deux extrémités est qualifié de *faisceau amygdaloïde*. Contrairement aux conceptions des premiers tectoni-

ciens, les plis sont rarement rectilignes; ils sont généralement recourbés en forme d'arcs et dessinent des *festons* ou *guirlandes* avec une série de virgations et de resserrements. Parfois il y a même rebroussement brusque de la direction générale.

Les chaînes alpines européennes, et mieux encore les chaînes asiatiques qui leur font suite traduisent remarquablement par leur relief l'existence d'une série de festons ou de guirlandes de plis (cf. la fig. 276 au chap. VIII).

Dômes et cuvettes. Aires de surélévation et d'ennoyage. — La connaissance du groupement des faisceaux de plis ne suffit pas pour

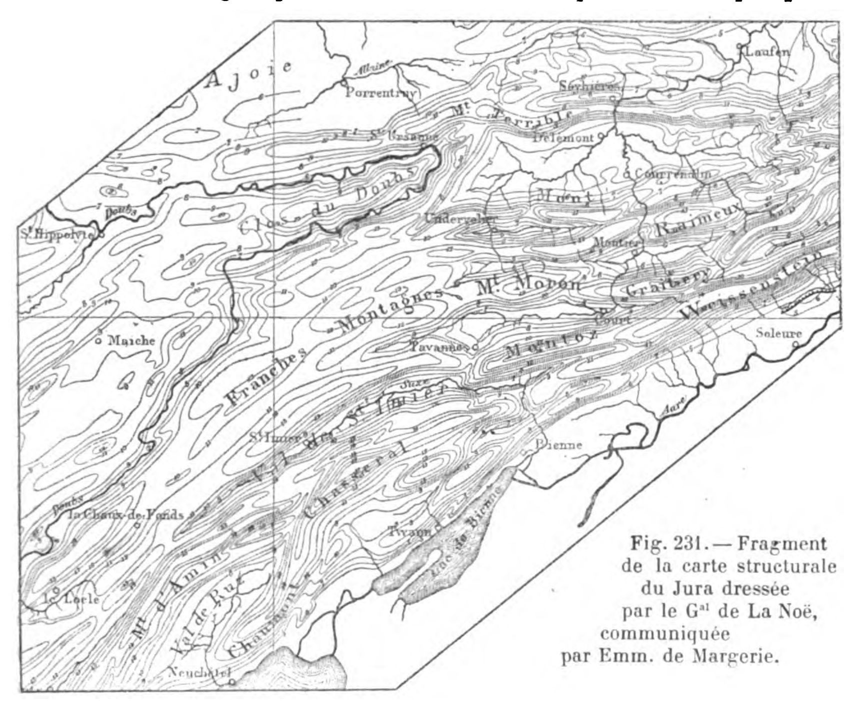


Fig. 231. — Fragment de la carte structurale du Jura dressée par le G[al] de La Noë, communiquée par Emm. de Margerie.

Les courbes de niveau dont l'équidistance est de 100 m. représentent l'allure de la surface du Portlandien. — Remarquer la coïncidence fréquente des ensellements des anticlinaux avec les vallées transversales. — Il y a dans l'ensemble resserrement des plis à l'Est.

caractériser l'ensemble des conditions tectoniques. Il faut tenir compte de leurs irrégularités dans le sens vertical aussi bien que dans le sens horizontal, sous peine de méconnaître entièrement leurs rapports réels avec le relief du sol. Les cartes tectoniques ordinaires, représentant les plis par des traits correspondant à leurs axes, éveillent naturellement l'idée, tout à fait fausse, que les charnières

anticlinales et synclinales ne varient pas en altitude. Pour représenter exactement l'allure des plis, il faudrait figurer leur relief comme celui d'un accident orographique. C'est ce qu'on fait De LAPPARENT pour le pays de Bray. A DOLLFUS pour le Bassin parisien (voir chap. VII), le Gal DE LA NOË pour le Jura (fig. 231), en établissant les courbes de niveau de la surface d'une couche géologique déterminée. On a donné le nom de *surface structurale* à la surface idéale ainsi reconstituée, telle qu'elle aurait été en l'absence de toute érosion [Gal de LA NOË et Emm. de MARGERIE, 17].

Ces essais montrent que les axes anticlinaux s'élèvent et s'abaissent suivant une sorte de rythme irrégulier, comme s'ils étaient affectés par des plissements perpendiculaires à leur direction. Ce sont les ondulations transversales ou *plis orthogonaux* de MARCEL BERTRAND, dont l'importance capitale pour l'explication de la formation du réseau hydrographique sera montrée plus loin.

Les anticlinaux se relayant ainsi, le prolongement d'un axe anticlinal peut faire passer à un synclinal. La transition est marquée par un plongement des couches, qu'on qualifie de *périclinal* (v. pl. XVIII, A). Cette disposition se trahit souvent dans le relief par un coude des crêtes correspondant aux roches les plus dures, dont la tranche affleure suivant une ligne courbe. On peut ainsi reconnaître, même dans de vieilles montagnes arasées, comme la Bretagne ou les Appalaches, la trace d'ondulations transversales des plis (voir les cartes indiquées dans la Bibliographie, à la rubrique : *Crêtes recourbées*).

La longueur des plis peut être très réduite. Lorsqu'elle dépasse à peine la largeur, on est en présence de *brachyanticlinaux* ou plus simplement de *dômes*. Généralement les *dômes* sont associés à des synclinaux également peu allongés (*brachysynclinaux*, ou simplement *cuvettes synclinales*). La structure en dômes et cuvettes est caractéristique de certaines régions (Atlas tunisien; dans les Alpes : Diois, Alpes maritimes, etc.). Elle se reflète dans le relief de façon frappante (cf. plus loin p. 505-507).

Les ondulations transversales peuvent affecter tout un faisceau de plis; elles déterminent ainsi des sortes de dômes complexes ou *aires de surélévation* et des cuvettes complexes ou *aires d'affaissement*. Les aires surélevées sont naturellement attaquées plus profondément par l'érosion; c'est ainsi que le faisceau amygdaloïde des plis du Pelvoux, étudié par Termier, a été décapé jusqu'au substratum cristallin (fig. 232). Ce qu'on a appelé dans les Alpes les *massifs centraux* résulte de cette disposition tectonique.



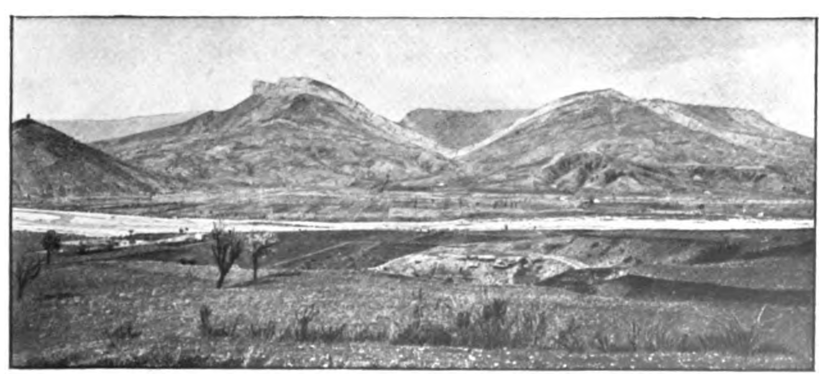
Cliché E. de Martonne.

A. — CLUSE DE LA BORNE DANS UN ANTICLINAL URGONIEN.
Remarquer la terminaison du pli avec plongement périclinal.



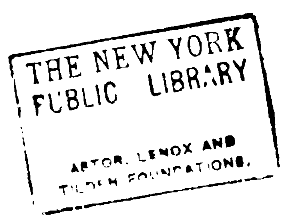
Cliché E. de Martonne.

B. — VAL DE SIXT (HAUTE-SAVOIE).
Vallée transversale suivant une inflexion des anticlinaux. L'abaissement des couches vers le thalweg est sensible dans les escarpements calcaires.



Cliché E. de Martonne.

C. — SYNCLINAL MIS EN SAILLIE PAR L'ÉROSION DES ANTICLINAUX VOISINS.
Vallée du Buech, près Laragne. Remarquer le ravinement des schistes oxfordiens, dont le démantèlement rapide a permis l'inversion du relief.



L'érosion doit naturellement être moins intense dans les aires d'affaissement, et la structure orographique y est en général moins différenciée. Il peut même arriver que les axes des plis s'abaissent au voisinage ou au-dessous du niveau de base. Dans ce cas les plis perdent toute valeur orographique; au lieu d'être érodés, ils sont recouverts par les alluvions ou même par les eaux. HAUG [19] a caractérisé cette disposition par le terme d'*ennoyage*. La basse vallée du Rhône est marquée par l'ennoyage des plis alpins qui se raccordent

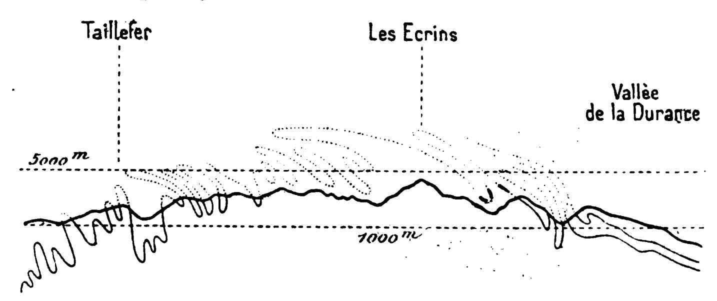


Fig. 232. — Coupe schématique du massif du Pelvoux, d'après Termier.

Les plis, indiqués en pointillé au dessus de la surface du sol, mettent en évidence l'allure de la base du Trias. On voit que toute la série des couches secondaires a disparu dans la région la plus soulevée.

avec ceux du bas Languedoc. La vallée du Mississipi forme aussi une aire d'ennoyage très ancienne masquant la continuité des plis des Appalaches avec ceux de l'Oklahoma.

La connaissance des aires de surélévation et d'ennoyage est, on le voit, d'une importance capitale pour la géographie. C'est à ces mouvements d'ensemble que le plissement doit d'être plus ou moins nettement le facteur principal du relief. Leur étude est malheureusement peu avancée et l'on ne sait encore s'il faut les considérer comme contemporains et de même nature que les plissements proprement dits, ou les ranger dans la catégorie des mouvements épeirogéniques.

Relief des régions de plis lâches. Le Jura. — Les travaux de THURMANN [16] ont rendu classiques les rapports des plis avec le relief dans le Jura. En réalité cette région peut être prise comme type des zones de plis lâches, dans lesquelles la tectonique assez simple détermine directement le relief. Non seulement les directions orographiques correspondent aux directions tectoniques, mais les reliefs sont donnés généralement par les anticlinaux et les dépressions par les synclinaux, ainsi que le montre le rapprochement des

figures 231 et 233. Les vallées correspondant à des synclinaux forment des dépressions allongées dans le sens du plissement, à fond plus ou moins plat, qui portent généralement le nom de *val* (Val Saint-Imier, Val de Ruz, Val Travers, etc.), tandis que le nom de *combe* est souvent appliqué aux vallées moins longues et plus encaissées qui entaillent parfois les sommets des anticlinaux.

A côté de ces vallées *longitudinales*, il y a des vallées *transversales* recoupant les plis, gorges souvent très étroites appelées *cluses*. La

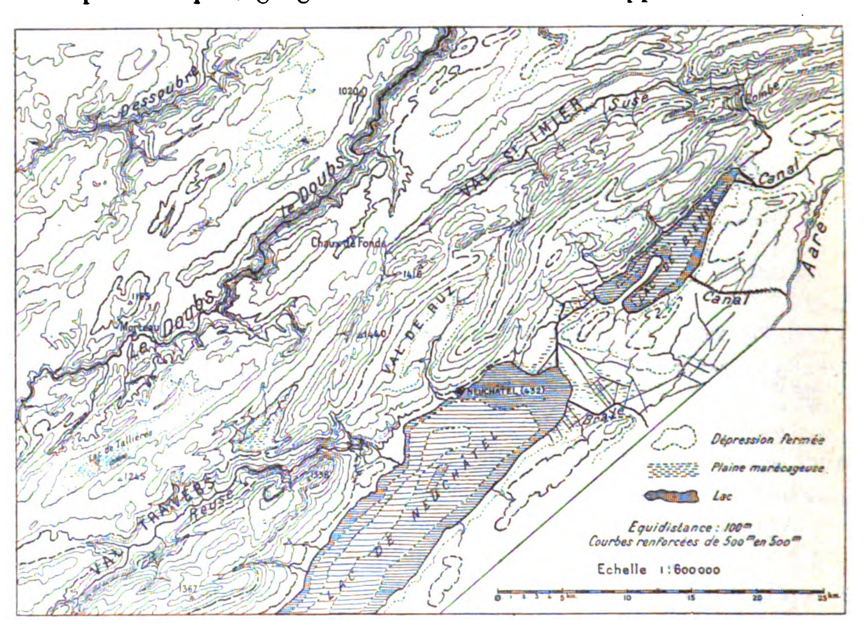


Fig. 233. — Fragment topographique du Jura oriental, d'après la carte de France au 1 : 200 000.

Contraste entre la région des plateaux avec vallées en gorges et celle des chaînes. **Vals et cluses**, drainage imparfait des vals, quelques-uns même entièrement privés d'écoulement superficiel. Nombreuses dépressions fermées dans la zone des plateaux. Le rapport des formes topographiques avec les formes tectoniques est frappant dans la zone des chaînes, qui borde la vallée des lacs (cf. la carte structurale, fig. 231).

comparaison des fig. 231 et 233 permet de reconnaître que les cluses correspondent à un abaissement des axes anticlinaux. Cette constatation faite depuis longtemps par de La Noë et Margerie [17] a été vérifiée dans les Alpes par Lugeon [22], qui l'a généralisée en la donnant comme l'explication des vallées transversales en gorge, si fréquentes dans toutes les chaînes de plissement.

Les rivières du Jura coulent dans une série de vallées longitudinales, passant de l'une à l'autre par des cluses. Le réseau hydrographique en zigzag ainsi formé est un des signes les plus caracté-

ristiques de l'influence du plissement, et mériterait d'être appelé partout où on le retrouve *réseau jurassien*.

Un autre signe caractéristique des régions de plis lâches est la présence de crêtes dissymétriques généralement parallèles, connues

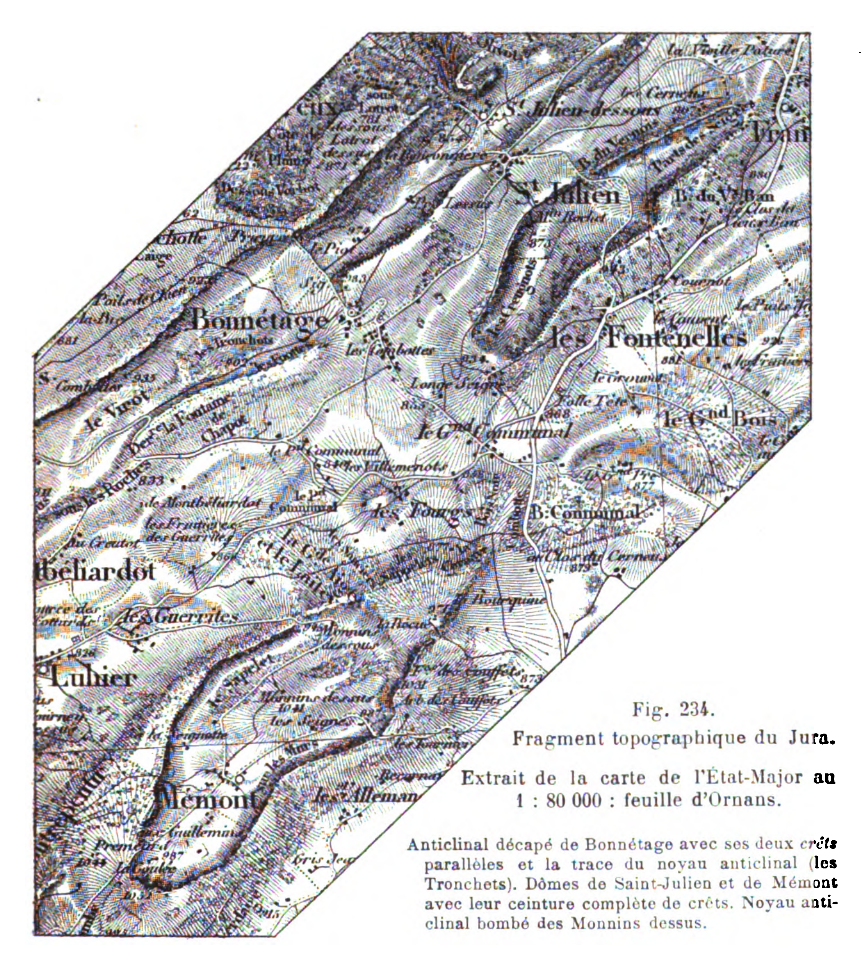
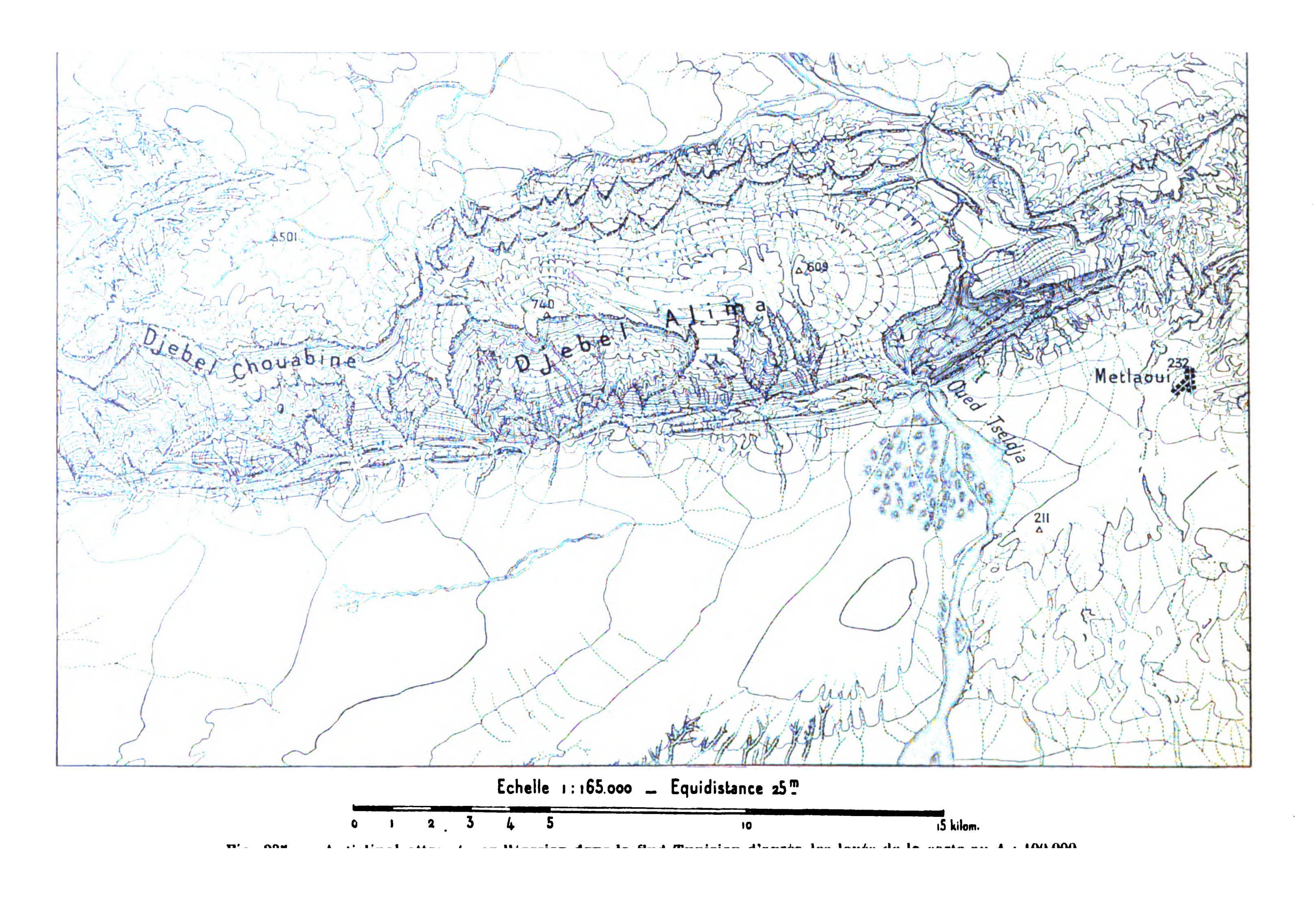


Fig. 234.
Fragment topographique du Jura.
Extrait de la carte de l'État-Major au 1 : 80 000 : feuille d'Ornans.

Anticlinal décapé de Bonnétage avec ses deux *crêts* parallèles et la trace du noyau anticlinal (les Tronchets). Dômes de Saint-Julien et de Mémont avec leur ceinture complète de crêts. Noyau anticlinal bombé des Monnins dessus.

dans le Jura sous le nom de *crêts*. Ce sont des reliefs monoclinaux dus tout simplement au dégagement du contact d'une couche dure avec une couche tendre, la pente raide étant tournée du côté opposé à la pente des couches. Quand l'érosion entaille un anticlinal, elle y produit deux crêts se faisant face ; tandis que dans un synclinal elle développe deux crêts opposés.

Il est facile d'après ce critérium de lire sur une bonne carte topographique la structure tectonique. Dans le cas d'anticlinaux peu


Djebel Chouabine
Djebel Alima
Oued Tseldja
Metlaoui
501
740
609
232
211
Echelle 1 : 165.000 — Equidistance 25^m
0 1 2 3 4 5 10 15 kilom.

allongés, en forme de dôme, les deux crêts se rejoignent, formant une boucle caractéristique (fig. 234).

L'Atlas Saharien présente en Algérie et Tunisie des exemples aussi intéressants de topographie plissée.

La fig. 235 permet de suivre en quelque sorte le travail de dissection d'un anticlinal légèrement dissymétrique. Deux crêts parallèles sont en train de se développer sur le versant Nord, formés d'écailles de couches dures redressées, comparables aux *hog backs* décrits sur le bord des Montagnes

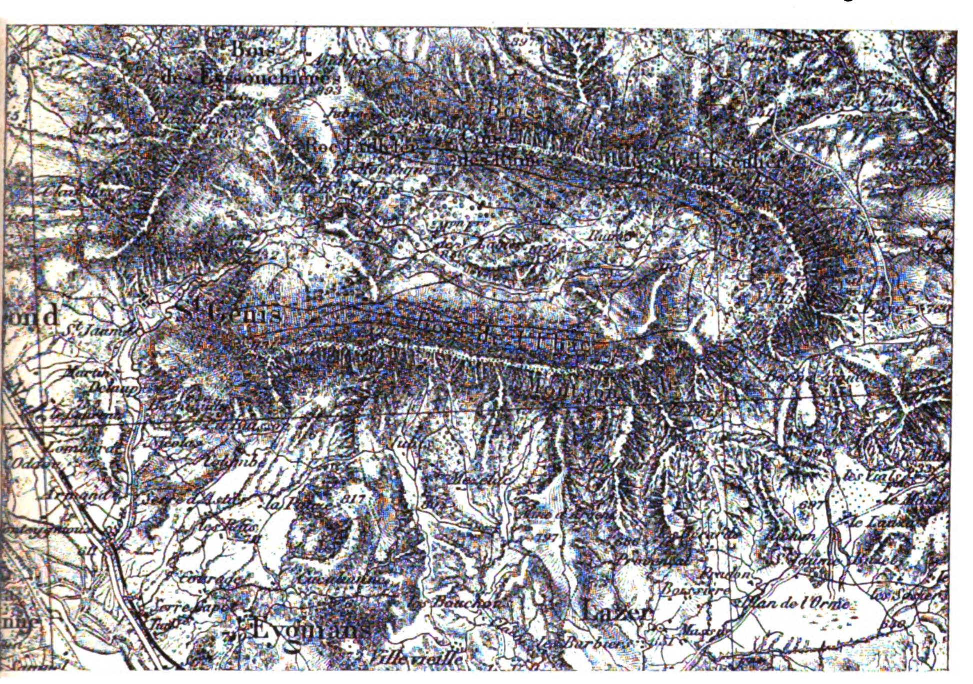


Fig. 236. — La Montagne de Laup près Laragne, cuvette synclinale en relief. Extrait de la carte de l'État-Major au 1 : 80 000, feuille du Buis (cf. pl. XVIII, C).

Rocheuses par les auteurs Américains. Sur le versant Sud où la pente des couches est plus forte, les crêts sont moins nets. On reconnaît le plongement périclinal à l'Est expliquant la *cluse* de l'Oued Tseldja. Le point le plus haut du bombement commence à être attaqué par l'érosion en formant une boutonnière entourée d'un cercle de crêts. Dans le pays des Nemencha Blayac a décrit [23] des anticlinaux complètement éventrés par l'érosion, formant des plaines entourées de murailles calcaires circulaires, au centre desquelles pointent les noyaux anticlinaux du Trias et séparés par des cuvettes synclinales étroites en saillie.

L'érosion complète des anticlinaux peut en effet avoir comme conséquence, même dans les régions de plis lâches, la *mise en saillie des synclinaux*. L'étude de la série des changements qui conduisent

à ce résultat doit être renvoyée au chapitre où nous exposerons l'évolution du relief en fonction de celle du réseau hydrographique. Contentons-nous de noter dans le présent chapitre, destiné à faire connaître les signes caractéristiques de la topographie des régions disloquées, que les synclinaux en relief sont un des traits communs à toutes les régions plissées ayant subi une assez longue évolution. Il y a dans les Alpes de nombreux exemples de cette sorte d'*inversion du relief*. Tantôt c'est une cuvette synclinale plus ou moins allongée qui se dresse avec un fond déprimé, entourée d'un cercle de crêts semblable à un anticlinal évidé, sauf que les abrupts sont tournés vers l'extérieur (montagne de Laup, fig. 236 et pl. XVIII, C). Tantôt, l'érosion n'a laissé subsister que la charnière synclinale elle-même comme dans la chaîne de l'Alpette de la Grande-Chartreuse, type de ce qu'on a appelé le *synclinal perché*. On voit même des pitons qui correspondent au point le plus bas d'un synclinal comme Chamechaude.

Régions de plis serrés. Nappes de charriage. — Il est moins facile dans les régions de plis serrés de reconnaître un rapport direct du relief avec la tectonique. Le mode de groupement des plis en faisceaux, l'extension des aires de surélévation et d'ennoyage sont les faits les plus importants à considérer. Ce sont surtout ces mouvements d'ensemble qui peuvent expliquer les vallées maîtresses dont la direction semble généralement indépendante de la tectonique locale; les détails seuls du réseau hydrographique et du relief indiquent une adaptation évidente à la structure.

Dans le cas très fréquent d'une structure isoclinale, on aura des séries de crêts parallèles, coupés par des vallées transversales alternativement larges ou encaissées, et séparés par des vallées longitudinales monoclinales. Les exemples de cette disposition abondent dans les Alpes. On peut citer le massif de la Grande-Chartreuse dans le Dauphiné, les chaînes du Säntis, celles des Alpes de Bavière.

La structure en éventail se traduisant souvent des deux côtés de l'axe de l'éventail par une structure isoclinale, on voit, dans les chaînes où cette structure prédomine, des crêts présentant leurs abrupts vers l'extérieur de la chaîne, des deux côtés de l'axe de l'éventail. Cette disposition est remarquablement réalisée dans les Alpes franco-italiennes, où les traits du relief se correspondent en Maurienne d'une part, et de l'autre dans les Alpes Piémontaises de Turin.

Mais l'expérience a montré que les dislocations tectoniques prennent dans les grandes chaînes de montagne des formes singulièrement plus complexes que tout ce que nous avons jusqu'à présent

envisagé. Les plis couchés étirés jusqu'au laminage complet du flanc inférieur passent à des plis-failles, dans lesquels le flanc supérieur, souvent replissé s'est avancé comme une nappe glissant sur le plan de faille.

Ainsi tout un paquet de couches peut être transporté, *charrié* à une assez grande distance de l'endroit où il s'est formé. Le mot de *charriage*, dû à Marcel Bertrand, est maintenant universellement adopté pour désigner ce phénomène, qui a fait l'objet d'études pénétrantes et pour lequel on a créé toute une nomenclature spéciale (fig. 237).

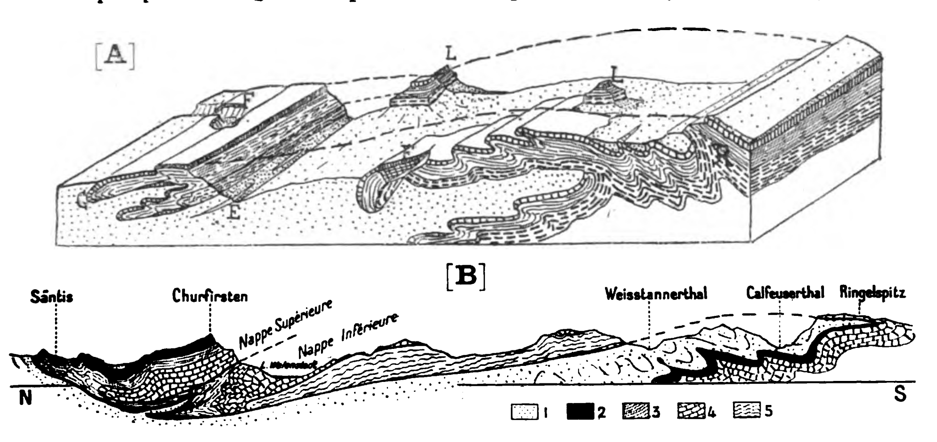


Fig. 237. — Charriages alpins, d'après Lugeon.

[A] Diagramme montrant les différentes parties d'un système de deux nappes entamées par l'érosion : R, racine ; C, front de la nappe supérieure ; F, fenêtre ; L, lambeau de recouvrement ; E, lame de charriage. — **[B]** Coupe dans les Alpes Suisses (1, tertiaire ; 2, Urgonien et crétacé supérieur ; 3, Néocomien ; 4, Jurassique ; 5, Trias et permien.

On appelle *nappe de charriage* tout paquet de terrains transporté suivant le mécanisme en question. La *racine* de la nappe est l'endroit où l'on peut saisir la continuité de ses éléments avec les couches en place, le *front* est la charnière anticlinale poussée en avant. La *carapace* de la nappe est formée par la couche la plus élevée. Elle est généralement bombée, comme tout l'ensemble de la nappe, parfois affectée de plissements secondaires. L'érosion attaquant les parties les plus élevées, y ouvre des boutonnières ou *fenêtres*, laissant apercevoir la superposition anormale des terrains. En poussant plus loin son œuvre, elle disloque complètement la nappe, isolant le front de la racine et ne laissant subsister que des témoins appelés *lambeaux de recouvrement*. Il y a généralement plusieurs nappes superposées, et l'on a constaté dans les Alpes que les plus élevées sont celles dont le front s'avance le plus loin ; ce sont aussi naturellement les plus morcelées. Dans leur mouvement en avant elles peuvent arracher aux nappes inférieures des lambeaux qui pénètrent comme des coins dans les terrains sous-jacents (*lames de charriage*).

C'est de l'étude des bassins houillers où l'allure du sous-sol est exactement connue dans les trois dimensions qu'est née la théorie des charriages. Les faits constatés dans le Nord de la France avaient paru dès le début à MARCEL BERTRAND capables d'éclairer les superpositions de couches anormales déjà connues dans les Alpes. A LUGEON revient le mérite d'avoir fait admettre ce point de vue. Actuellement il n'est plus permis de mettre en doute que toute la tectonique des grandes chaînes de plissement s'explique par des charriages. Ces mouvements n'ont pu se produire qu'à une distance notable de la surface du sol, sous une épaisseur énorme de sédiments, dont le poids assurait une certaine plasticité aux couches profondes. Marcel Bertrand, Lugeon, Termier, Haug et Kilian sont d'accord pour considérer le soulèvement des Alpes comme postérieur aux charriages, qui se seraient produits probablement au-dessous du niveau de la mer.

On conçoit les conséquences géographiques à tirer de cette conception nouvelle. La tectonique, telle que nous l'observons actuellement, ne saurait être considérée comme ayant déterminé et guidé les débuts de la formation du réseau hydrographique. Ce n'est que progressivement, au fur et à mesure que l'érosion pénétrait au cœur du massif montagneux soulevé, que sa structure interne s'est révélée et a pu influer sur l'évolution du modelé.

Les régions de charriage peuvent présenter tous les types de plis, sous forme d'ondulations secondaires des couches. Souvent on y rencontre des plis lâches, donnant lieu à des adaptations de type jurassien. Il peut y avoir aussi des plis serrés, des plis isoclinaux. La complexité des adaptations est augmentée du fait que deux nappes superposées, formées de terrains différents, peuvent être affectées de plis secondaires d'un style très différent; en sorte que le réseau hydrographique établi sur la nappe supérieure aura, en s'enfonçant, à s'adapter à la structure de la nappe inférieure.

Il est possible que bien des anomalies de relief des Alpes, puissent s'expliquer par cette considération.

La profondeur des grandes vallées est souvent telle qu'elles peuvent être creusées à travers plusieurs nappes, alors que les vallées secondaires, moins profondes, se développent dans une nappe plus élevée à la structure de laquelle elles restent adaptées. Le Valais, l'Engadine offrent des exemples intéressants de cette disposition, qui vaudrait d'être étudiée en détail. Ce sont toujours les aires de surélévation et d'ennoyage qui règlent en général la profondeur de l'érosion et par suite assurent à telle ou telle nappe le rôle prépondérant dans la formation du relief.

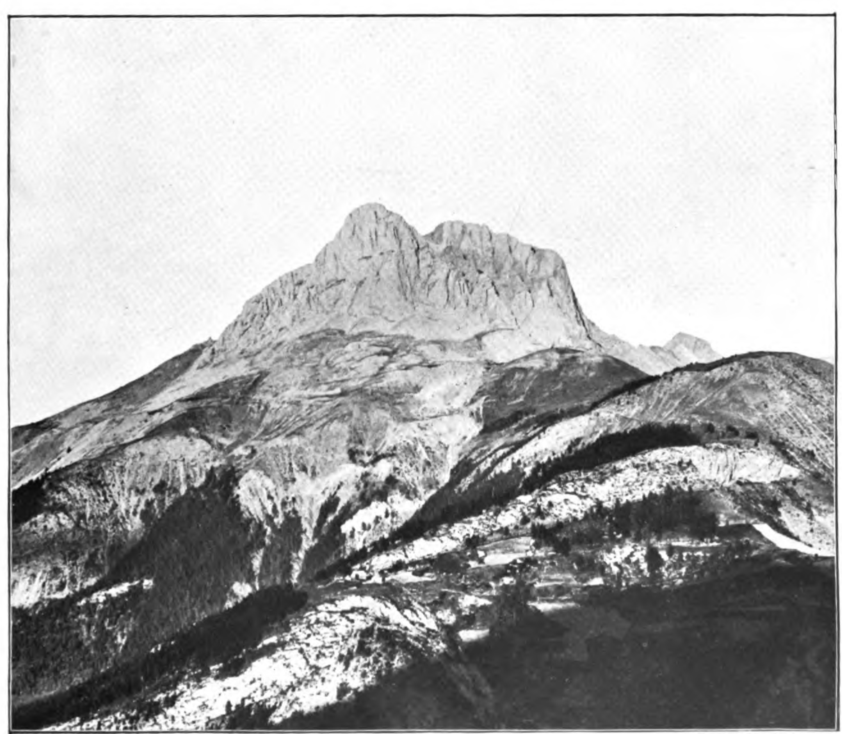
Mouvements d'ensemble ou mouvements épeirogéniques. — Le soulèvement ou la dépression de surfaces étendues est possible, même en dehors des régions disloquées, et doit être considéré



Cliché W. Kilian.

A. — PLI COUCHÉ DE MALLAVALLASSE, PRÈS ST-JULIEN (VAR).

Les calcaires du Jurassique supérieur renversés recouvrent visiblement le Néocomien, à droite, où la charnière anticlinale est évidente.



Cliché W. Kilian.

B. — LE PAIN DE SUCRE OU MÉA (UBAYE), LAMBEAU DE RECOUVREMENT.

Les schistes oxfordiens, aux pentes ravinées, forment le soubassement sur lequel repose un paquet de couches exotiques : flysch tertiaire et calcaires jurassiques aux parois abruptes. Un noyau noirâtre de Lias, visible dans la masse calcaire, indique une charnière anticlinale faisant face au S.W. (à droite).

comme un facteur important du relief du sol. La pente du bombement est insignifiante, mais sa continuité peut amener une différence d'altitude assez grande entre le point le plus haut et le plus bas. Des failles ou des flexures peuvent se produire sur la bordure du compartiment soulevé.

Le massif scandinave, a, d'après les recherches les plus récentes [de Geer et Ramsay, 26], subi des mouvements alternatifs de soulèvement et d'affaissement pendant tout le quaternaire. Des terrasses littorales en Norvège, des dépôts marins et lacustres en Finlande

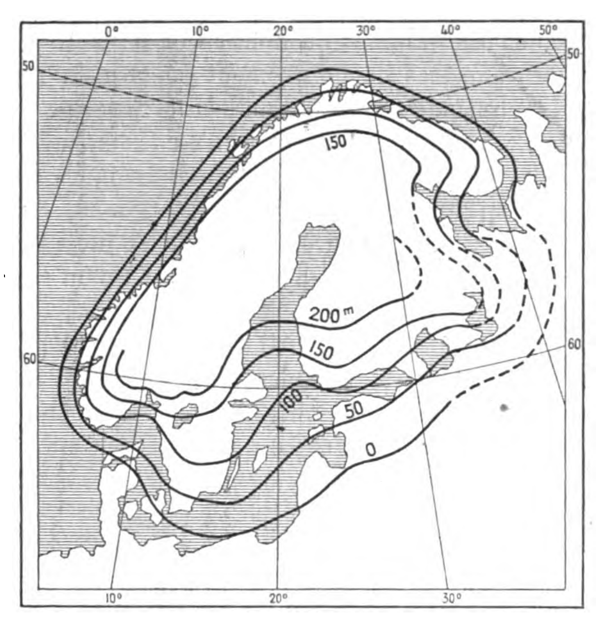


Fig. 238. — *Isobases* du massif scandinave rapportées au niveau de la mer à *Yoldia* (d'après de Geer et Ramsay).

et en Suède ont permis de fixer par des courbes appelées *isobases* la valeur inégale du soulèvement (fig. 238).

Dans l'Amérique du Nord, la région des grands lacs canadiens a été le théâtre de mouvements analogues. On y a relevé des terrasses lacustres pléistocènes, jadis évidemment horizontales, qui sont maintenant inclinées vers le Sud-Ouest. Le géologue Gilbert, qui a le premier révélé de pareils mouvements par l'étude des terrasses de l'ancien lac Bonneville, a créé pour les désigner le terme de *mouvement épeirogénique* [27].

Il est facile de s'imaginer quelle peut être l'influence de pareils mouvements sur l'érosion. Dans une région soulevée en bloc, l'éro-

sion est partout ranimée; si la maturité a été dépassée, le cycle peut être ramené à la jeunesse. Une nouvelle adaptation des cours d'eau, de nouvelles transformations du relief s'ensuivent nécessairement. Le relief des Appalaches s'explique par une double période de mouvements épeirogéniques, ayant succédé au plissement et à l'érosion des plis (voir chap. VII).

Presque tous les massifs anciennement plissés affectés de dislocations tabulaires ont éprouvé aussi des mouvements d'ensemble sans lesquels leur relief actuel est inexplicable. Tel est le cas du Massif Central, des Vosges et de la Forêt Noire.

Les grandes chaînes alpines où domine l'architecture plissée ont été elles-mêmes affectées de mouvements épeirogéniques. D'après PENCK [31], l'inclinaison et la position des terrasses pliocènes sur le bord des Alpes, aussi bien en France qu'en Italie, indique un soulèvement en bloc récent. Des constatations analogues ont été faites dans les Karpates [29].

La formation des aires de surélévation et d'ennoyage dont nous avons montré l'importance n'est probablement qu'un épisode de ces mouvements d'ensemble.

Observation et interprétation des mouvements d'ensemble. — L'étude des mouvements d'ensemble, si intéressante pour la géographie, n'est malheureusement entrée que depuis peu de temps dans le cercle des préoccupations des géologues.

Il est relativement aisé de constater des dislocations, plis ou failles; il semble au contraire bien difficile de reconnaître des mouvements d'ensemble qui ne se traduisent que par un gauchissement de la surface topographique. C'est sans doute la raison pour laquelle on a pendant longtemps méconnu l'importance de ces phénomènes. Leur observation ne peut le plus souvent s'appuyer que sur une analyse rigoureuse des formes topographiques. Certaines formes sont particulièrement favorables : terrasses lacustres ou marines, terrasses fluviales; c'est de l'étude des terrasses du lac Bonneville, que GILBERT a tiré la conception des *mouvements épeirogéniques* [27]. CVIJIC a de même tiré parti des terrasses alluviales pliocènes pour révéler les dislocations d'une ancienne grande vallée balkanique [32]. On peut aller plus loin et reconstituer une vallée en prolongeant le profil des versants jusqu'à l'intersection au-dessus du thalweg disparu. Cette méthode a été appliquée avec succès à l'étude des vallées alpines.

L'observation de surfaces parfaitement nivelées tranchant obliquement les couches à une certaine hauteur au-dessus des thalwegs actuels conduit naturellement à reconnaître une pénéplaine développée jadis en continuité avec le niveau de base. Si cette pénéplaine a été recouverte de sédiments déposés horizontalement, on peut, en repérant partout le contact des lambeaux respectés par l'érosion, mettre en lumière les déformations de la

surface ancienne. Le dessin ci-joint (fig. 239), illustre suffisamment l'application qu'on pourrait faire de cette méthode à la bordure du Massif central [FABRE, 30].

L'appréciation des déformations d'une pénéplaine non recouverte de sédiments n'est possible que par une minutieuse étude de la topographie. L'exemple donné par HAYES et CAMPBEL dans les Appalaches [28] a montré quels résultats intéressants on en pouvait attendre (v. figure 267, p. 575.) Les essais de ee genre se sont multipliés depuis quelques années; nous possédons des cartes représentant les déformations de surfaces d'érosion anciennes pour les Karpates méridionales [29], la Dalmatie [34], le Massif central [35], etc.



Fig. 239. — Lambeaux triasiques de la Lozère, indiquant par leur inclinaison la déformation de la pénéplaine sur laquelle ils reposent, d'après Fabre (figure extraite des *Leçons de géographie physique* de M. A. de Lapparent, 2e éd., fig. 318).

L'interprétation de pareilles cartes soulève, il est vrai, bien des difficultés et peut prêter à des confusions.

Lorsqu'on représente les déformations de terrasses littorales, qui étaient primitivement partout au même niveau, comme de Geer l'a fait pour la Scandinavie, il n'y a pas de doute et l'on peut parler d'*isobases* (fig. 238); il n'en est plus de même lorsqu'on représente les déformations de surfaces d'érosion qui, même s'il s'agit d'une pénéplaine, n'étaient pas dépourvues de pente. On n'a pas dans ce cas des isobases, mais des lignes indiquant les altitudes auxquelles se trouvent actuellement les parties conservées des surfaces anciennes, jadis beaucoup plus rapprochées du niveau de base. Il faut encore tenir compte du fait que le niveau de base, s'il est le même dans tous les bassins tributaires de l'océan, peut différer dans le cas de bassins intérieurs tels qu'il en existe encore actuellement. Ainsi la carte dressée par BAILEY WILLIS pour représenter l'altitude actuelle des surfaces

aplanies par l'érosion tertiaire en Asie [33] ne doit pas être interprétée comme indiquant forcément un mouvement de 5 000 mètres des parties les plus hautes. Il est possible que certaines régions aient été nivelées en rapport avec un niveau de base intérieur dépassant de plus de 1 000 mètres le niveau des mers.

Nous ne savons pas, il est vrai, jusqu'à quel point un bassin intérieur situé très haut peut continuer son évolution et garder son indépendance sans être victime des déprédations des rivières tributaires de l'océan qui tendent naturellement à capturer les cours d'eau à pente plus faible. Une grande partie du drainage intérieur de l'Asie a déjà été détourné vers la mer par les grands fleuves chinois et indochinois. Il est regrettable que les possibilités d'existence des bassins intérieurs n'aient pas été mieux étudiées.

On voit que de questions soulève l'interprétation des mouvements épeirogéniques.

Leurs causes et leur mécanisme ne sont pas encore bien connus. Aucun essai n'a été fait pour systématiser les constatations faites sur le sens des déformations qu'ils produisent comme on l'a fait pour les dislocations tectoniques.

Il semble que la forme la plus commune des déformations soit une sorte de *bombement* analogue aux dômes tectoniques, ayant comme pendant, dans le cas de dépression, des *cuvettes*. Les bombements sont généralement dissymétriques, et toujours avec une pente plus forte sur le bord de l'aire soulevée qu'à son centre. Le dessin de Fabre (fig. 239) indique nettement cette allure. Sur le bord du bombement, la pente peut être assez forte pour aboutir à une sorte de flexure, qui n'est qu'une *flexure topographique*, dans le cas où la surface ancienne n'est pas recouverte de sédiments, mais qui se traduit dans l'allure des couches de couverture, lorsqu'il y en a, aboutissant souvent à de véritables failles. Ce fait a été notamment constaté dans les Karpates méridionales [29].

Il arrive fréquemment que les bombements sont allongés dans le sens des plissements anciens qui ont affecté la région. Tel est le cas notamment dans les Appalaches et aussi dans les Karpates méridionales. Cette constatation permettrait de se demander si ces mouvements ne sont pas dus à un dernier effort orogénique et si les bombements ne sont pas des aires de surélévation rejouant à nouveau. Une partie au moins des mouvements d'ensemble qui ont rajeuni le relief de beaucoup d'anciennes montagnes plissées et arasées rentre certainement dans la catégorie de ce que Suess a appelé du nom expressif de *mouvements posthumes*.

1. — HEIM (A.) et MARGERIE (EMM. de). Les dislocations de l'écorce terrestre, essai de définition et de nomenclature. Zürich, 1888, in-8°, 154 p., 110 fig. (texte en allemand et français, équivalents de chaque terme en allemand et anglais).
2*. — HEIM (A.). Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel, 1878, 2 vol. in-4°, 346 p., atlas 17 pl.
3. — DAUBRÉE. Études synthétiques de géologie expérimentale. Paris, 1879, in-8°, 828 p., 7 pl.
4*. — BAILEY WILLIS. The mechanics of Appalachian structure. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, XIII, 1891-92, part. 2, p. 211-281, pl. 46-96.

5. — MILNE (J.). Earthquakes and other earth-movements, London, 1903 (cf. Seismology. London, 1898, in-8°, 320 p.).
6. — MILNE (J.) et BURTON (W. K.). The great earthquake in Japan 1891. Yokohama, 1892 (atlas photogr. par OGAWA).
7. — The Californian earthquake of April 18 1906. Report of the State Earthquake investigation Committee. *Carnegie Publ.* Washington, 1908, in-4°, 451 p., 146 pl.
8. — MONTESSUS DE BALLORE (F. de). Les tremblements de terre. Géographie séismologique. Paris, 1906, in-8°, 480 p., 89 fig., 3 pl. (cf. *A. d. G.*, 1906, p. 1-8).
9*. — MONTESSUS DE BALLORE (F. de). La science séismologique. Paris, 1907, in-8°, 586 p., 190 fig., 32 pl.
10. — RUSSELL (I. C.). A geological reconnaissance in Southern Oregon. *U. S. geol. Surv. An. Rep.* IV, 1881-83, p. 431-464.
11. — MC GEE. The Lafayette formation. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, XII, 1890-91, t. I, p. 347-521, pl., 32-41.
12. — BLANCKENHORN. Entstehung und Geschichte des Todten Meeres. *Z. d. D. Palästinaver.*, XIX, 1896, p., 1-59, carte 1 : 500 000 (cf. Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien, in-4°, Berlin, 1891).
13. — SUESS (E.). Die Brüche des östlichen Afrikas. Beiträge zur geol. Kenntniss des O. Afrika, 4ter Teil. *Denkschr. Ak. Wiss. Wien*, LVIII, 1891, p. 555-584.
14*. — BORNHARDT. Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin, 1900, Collection *Deutsch Ostafrika*, t. VII, 595 p., 27 pl.
15. — MICHEL-LÉVY (M.). Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (3), XVIII, 1891, p. 688 (cf. *VIIIe Congr. Géol. Intern. 1900, Guide géol.*, fasc. XIV, 36 p.).

16. — THURMANN (J.). Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy. Extr. *Mém. Soc. d'Hist. Nat. de Strasbourg.* Paris, 1832, in-4°, 84 p., 5 pl. — Second Cahier, 1836, in-4°, 51 p., 3 pl. (résumé : *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (2), XI, 1853, p. 41-50).
17. — Gal de LA NOË et Emm. de MARGERIE. Les formes du terrain, Paris, 1888 (voir spécialement p. 141-152 pour les cluses).
18. — SUESS (Ed.). Die Entstehung der Alpen, Wien, 1875, in-8°, 168 p. (cf. La Face de la Terre, trad. Emm. de Margerie, spécialement, t. I, in-8°, 835 p. Paris, 1897).
19. — HAUG (E.). Article « Tectonique » dans la *Grande Encyclopédie*, t. XXX, p. 1004-1011, 1901 (cf. *Traité de Géologie*, t. I, 1908).
20. — MARCEL BERTRAND. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bul. Soc. géol. Fr.*, (3), XII, p. 318-330, 1884.
21. — MARCEL BERTRAND. Sur la continuité du phénomène du plissement dans le bassin de Paris, *ibidem*, (3), XX, p. 118-164, 11 fig., 1 pl., 1892.
22*. — LUGEON (M.). Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *A. d. G.*, X, 1901, p. 295-317 et 401-428.
23. — BLAYAC (J.). Le pays des Nemenchas à l'Est des Monts Aurès. *A. d. G.*, VIII, 1899, p. 141-159, pl. 5.
24. — LUGEON (M.). Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bul. Soc. géol. Fr.*, (4), I, 1901, p. 723-825, pl. 14-17.

25. — Lugeon (M.). Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpates, *Bul. Soc. vaudoise Sc. nat.*, XXXIX, 1903, p. 146-197.

26. — De Geer (G.). Om Skandinaviens geografiska Utveckeling after Istiden. *Sveriges Geol. Undersökning*, sér. C, n° 161, Stockholm, 1896, 160 p. atlas (résumé allemand : Geinitz, *Neues Jahrb.*, 1899, I, p. 118-155). — Cf. Ramsay. Ueber die geologische Entwickelung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia*, XVI, 1, Helsingfors, 1898, 51 p. (résumé : Haug. *Revue gén. Sc.*, 1899, p. 620).

27*. — Gilbert (G. K.). Lake Bonneville, *U. S. Geol. Surv. Monographs.* n° 1, 1890, 438 p., 51 pl., 1 carte.

28. — Hayes et Campbell. Geomorphology of the Southern Appalachian. *Nat. G. Mag.*, VI, 1894, p. 63-126.

29*. — Martonne (E. de). Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *R. An. G.*, 1907, p. 1-247, 11 pl.

30. — Fabre (G.). — Réunion extraordinaire de la Société géologique dans le Velay et la Lozère. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (3), XXI, 1894, p. 621-680, pl. 21-23.

31. — Penck (A.). Die Entstehung der Alpen. *Z. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, 1908, p. 1-17 (cf. The last uplift of the Alps, *J. of Geol.*, 1905).

32. — Cvijic (J.) Das pliocäne Flusstal im Süden des Balkans. *Abh. G. Ges. Wien*, VII, 1908, n° 3, 55 p., carte 1 : 250 000.

33. — Willis (B.) Research in China. *Carnegie Inst. Publ. n° 54*, 3 vol. tome II Systematic Geology, Washington 1907, (résumé avec carte : Em. de Martonne : L'évolution du relief de l'Asie Centrale. *La G.*, 1910, p. 39-58).

34. — Cvijic (J.) Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpfläche. *P. M.* 1909, p. 121, 157, 177, carte 1 : 600 000.

35. — Briquet (A.) Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du Massif central. *A. d. G.*, 1911, p. 30 et 122.

CARTES A CONSULTER

Montagnes faillées. -- *États-Unis, 125 000* : Texas : Van horn, Chisos mountains, Terlingua.
États-Unis, 250 000 : California : Alturas, Furnace creek ; Nevada : Carson sink.

Boucles anticlinales; dômes décapés. — *France, 80 000* : 127 Ornans NE., 160 Nantua NE., 126 Besançon SE., 253 Foix NE., 198 Privas NE., et 198 Die NW.
Algérie, 200 000 : 46 Djelfa, 57 Messad, 66 Ain Mahdi, 39 Cheria.
Bavière, 50 000 : Mittenwald.
États-Unis, 125 000 : Texas : Terlingua.

Crêtes recourbées déterminées par l'élévation et l'abaissement d'axes anticlinaux. — *Algérie, 200 000* : 38 Aurès, 36 Bou Saada.
États-Unis, 62 000 : Pennsylvania : New Bloomfield, Harrisburg, Hummelstown, Pine Grow, Millesburgh, Lykens, Hollydaysburg.
Bavière 50 000 : 97 Mittenwald.
France, 80 000 : 169 bis Albertville NW. et SW.

Val, cluse; combe, crêt. — *France, 80 000* : 149 St-Claude NE., 160 Nantua, 188 Vizille SW. et NW., 160 bis Annecy, 169 bis Albertville NW.
Algérie, 200 000 : 38 Aurès.
Bavière, 50 000 : Rindalpenhorn.
Suisse, 25 000 : 94 Délémont, 95 Courrendlin, 98 Erschwill, 106 Soulce, 107 Moutier, 119 Sonceboz, 108 Court, 109 Gänsbrunnen, 112 Weissenstein, 103 Undervilier, 91 St-Ursanne, 105 Thavannes.
États-Unis, 125 000 : Montana, Saypo. Colorado, Denver special.

Inversion du relief plissé, crêtes synclinales. — *France 80 000* : 178 Grenoble NE. et SW., 199 Die NW., et 198 Privas NE., 211 Le Buis NE.
États-Unis, 125 000 : Tennessee : Chattanooga.

CHAPITRE VI

RELIEFS VOLCANIQUES

Intérêt géographique du volcanisme. — Nous avons étudié dans le chapitre précédent les influences tectoniques, créant des reliefs que l'érosion se charge d'aplanir peu à peu. Le volcanisme est aussi un créateur de reliefs, mais de reliefs postiches, dus à une expansion, généralement violente, des matières internes. La rapidité avec laquelle naissent ces reliefs s'oppose à la lenteur avec laquelle semblent se former les reliefs tectoniques, et leur permet de braver en quelque sorte les attaques de l'érosion. Le volcan du Jorullo, haut de 500 mètres, s'éleva en moins d'un mois dans une vallée du Mexique méridional au XVIII[e] siècle, le Monte Nuovo naquit en une nuit sous les yeux effrayés des Napolitains. Les volcans géants des Andes et du Mexique (Sorata 6 600 m., Chimborazo 6 310, Pic de Orizaba 5 560) ont tous été édifiés depuis le quaternaire. S'il élève les édifices les plus grandioses avec une rapidité qui défie l'érosion, le volcanisme est aussi capable de détruire en très peu de temps des reliefs dont l'érosion n'aurait raison qu'après des siècles de travail. L'explosion du Krakatoa en 1883 fit disparaître en un moment les deux tiers d'une île de 33 kilomètres carrés.

L'empreinte du volcanisme n'est pas, il est vrai, sensible sur tous les points de la surface du globe, comme celle des mouvements tectoniques. La surface couverte par les volcans et les produits des éruptions volcaniques est cependant assez considérable (v. figure 252). Des régions très étendues sont entièrement noyées sous les produits éruptifs. Les champs de laves des Montagnes Rocheuses dans l'Ouest des États-Unis s'étendent sur une surface qui n'est pas encore entièrement reconnue, mais qui dépasse 300 000 km^2; ceux du Dekkan ont plus de 50 000 km^2.

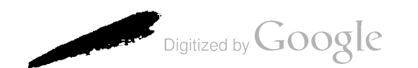
Les régions volcaniques ne sont pas seulement intéressantes au

point de vue physique. Par les formes créées et la nature de leur sol, les appareils éruptifs sont, malgré les dangers que présente leur voisinage, des points d'attraction pour l'homme. Le pourtour des cônes est un lieu de sources abondantes ; les cendres récentes sont une terre légère, facile à travailler et d'une fertilité extraordinaire ; les coulées de laves basiques décomposées donnent un sol possédant par lui-même tous les éléments qu'on est obligé d'ajouter aux sols granitiques ou schisteux. Aussi, dans les régions méditerranéennes particulièrement, les districts volcaniques sont-ils les plus peuplés. Le Vésuve est entouré d'une couronne de villes (fig. 240). Les flancs de l'Etna nourrissent une population dont la densité atteint 300 habitants au km². Dans la Basilicate, le vieux volcan du Vulture est trois fois plus peuplé que les plateaux sur lesquels il s'élève. Même dans le Massif central français l'influence du volcanisme sur la vie économique est frappante. Les coulées de la chaîne des Puys sont des réservoirs de sources, attirant à leur extrémité les villages. C'est au mélange des tufs avec des alluvions anciennes que la Limagne doit sa merveilleuse fertilité. Les plateaux basaltiques du Cantal et de l'Aubrac sont, dans leurs parties basses, des terres à céréales réputées ; dans leurs parties élevées, des riches paturages préférés aux plateaux granitiques pour l'élevage du bétail.

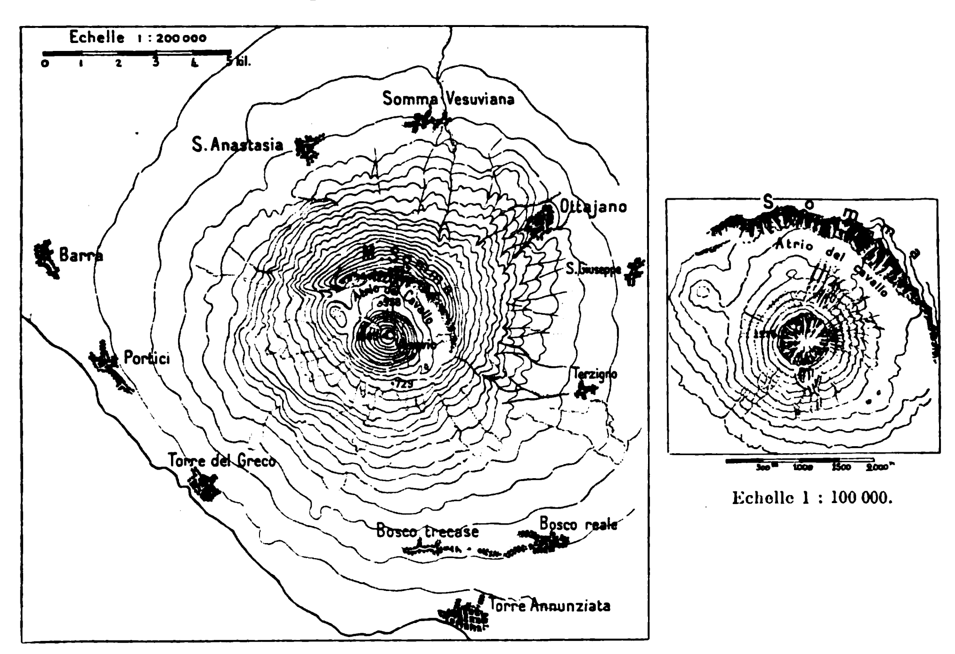
Les documents abondent sur les volcans. Les effets désastreux de leur activité ont depuis longtemps attiré l'attention. Les premiers géologues s'en sont tout particulièrement occupés (Humboldt, Léopold de Buch, Poulett-Scrope). Chaque manifestation violente du volcanisme a donné lieu à une œuvre monumentale, qui a illustré son auteur et éclairci un point important. L'étude des éruptions de Santorin a permis à Fouqué de ruiner la théorie des cratères de soulèvement [2]. Le Krakatoa est étudié par Verbeek [28], qui étend ses recherches à tout l'ensemble des volcans de Java et de Sumatra [27]. L'Etna est l'objet d'une monographie importante [9]. Le désastre de la Montagne Pelée inspire le bel ouvrage de Lacroix [3].

Malgré tous ces travaux la théorie du volcanisme est loin d'être fixée ; son origine reste encore quelque peu obscure. Nous disposons cependant d'un ensemble de documents, tel qu'il n'en existe pour aucune autre famille de formes du relief. L'évolution et le changement d'aspect des volcans les plus importants ont été suivis année par année, parfois même jour par jour, au moyen de dessins, photographies, mesures d'altitude et levés topographiques. Aussi n'y a-t-il guère d'étude plus propre à donner le sentiment de l'instabilité des formes et de leur incessante transformation.

Vue générale d'un appareil volcanique, le Vésuve. — Les volcans sont des appareils plus ou moins compliqués, produits par l'entassement de matières arrachées à l'intérieur du globe autour de l'orifice



par où elles sont sorties. Les produits éruptifs s'accumulant en plus grande abondance au voisinage de l'ouverture, la forme normale la plus commune du volcan doit être celle d'un cône plus ou moins régulier, qui s'accroit en hauteur ou en largeur, tant que dure l'activité éruptive. Le sommet du cône est aussi celui de la *cheminée*, par où sortent les matériaux. Cet orifice, généralement de forme circulaire, est ce qu'on appelle le *cratère*, ce nom désignant à la fois l'ouverture et les parois qui l'entourent comme les bords d'une



Echelle 1 : 100 000.

Fig. 240. — Le Vésuve, d'après la carte topographique italienne au 1 : 100 000. En carton, le cône terminal, modifié par l'éruption de 1906.

coupe. Il peut y avoir plusieurs cheminées s'ouvrant latéralement sur les flancs du cône ; les matières qui s'en échappent forment alors de petits cônes ou *cratères adventifs*.

Les éruptions du Vésuve, qui ont été suivies depuis longtemps, représentent le type le plus répandu d'activité volcanique. La dernière phase active forme une sorte de cycle commençant en 1875, pour se terminer en 1906 par un paroxysme éruptif [Lacroix, 10].

Après la violente éruption de 1872, le volcan s'était reposé comme il arrive généralement. Des *fumerolles*, vapeurs sortant de l'orifice du cratère, étaient le seul reste d'activité. A plusieurs reprises, les laves en fusion s'élevaient lentement dans la cheminée et débordaient en donnant des cou-

lées (1881-1883, 1891-1894, 1895-1900, 1903-1904); de petites explosions lançaient des jets de vapeur avec cendres retombant au voisinage de l'orifice et contribuant à élever le cône. Mais la poussée interne devenait plus forte : en 1905, on notait une sorte de soulèvement orogénique de certains points de la montagne, semblant donner un nouvel appui à la vieille théorie des cratères de soulèvement. La pression augmentant encore, on voit en 1906 s'ouvrir sur les flancs du cône des bouches, d'où sortent des coulées de lave, en même temps que des projections violentes se produisent au sommet. Le 7 avril, à 10 h. 45, une bouche située à 600 m. livrait passage à une grande quantité de lave fluide, qui s'écoulait rapidement, en suivant comme toujours les inégalités du sol, et, après avoir anéanti une partie du bourg de Bosco Trecase, parvenait aux portes de Torre Annunziata. Le même jour on voyait du sommet du cône s'élancer des projections de lave en fusion, s'élevant en l'air comme des jets incandescents. Ce mode d'activité, plus rare au Vésuve, est commun au Stromboli, d'où le nom de *projections stromboliennes*. La lave se solidifiant pendant sa projection en l'air, retombe sous forme de paquets ressemblant à une amande aux deux pointes tordues. C'est ce qu'on appelle des *bombes volcaniques*. Des fragments de roches, arrachés aux parois du cratère, forment souvent le noyau de ces bombes. Des cendres peuvent être mêlées à la lave et former des *scories*.

Mais aux projections stromboliennes succédaient bientôt les projections de vapeurs et de cendres habituelles au Vésuve et qu'on appelle *projections volcaniennes*. Au lieu de jets incandescents, on voit sortir du cratère une énorme colonne d'épaisses volutes sombres, comme des nuages d'orage sillonnés d'éclairs. Ce sont des vapeurs chargées de cendres provenant de la pulvérisation des roches et de blocs de toutes tailles arrachés à la cheminée ou à l'extrémité du cône. Ces vapeurs sortent en jets verticaux presque continus, les cendres retombant tout autour de l'orifice. A minuit 1/2 et à 2 h. 40, se produisent les deux dernières grandes explosions, marquées par une détonation effroyable et un tremblement de terre. Des masses énormes de cendres fines sont projetées, ruinant toutes les campagnes autour d'Ottajano, où l'on compte 250 morts ou blessés. L'ensevelissement de Pompéi fut dû à une explosion de ce genre. A partir du 8, les explosions diminuent d'intensité, pour cesser au début du mois de mai : les forces éruptives étaient assouvies pour un temps.

Cette phase avait donc donné, comme toutes les phases antérieures, des coulées de laves, des projections de cendres et blocs formant des couches de cendres (*lapilli* ou *tufs*) et des entassements cahotiques de blocs de toute taille (*brèches*). Un appareil volcanique doit être constitué par une alternance de coulées et de produits de projection. C'est ce qu'a permis de vérifier la formidable explosion du Krakatoa, qui, en un jour, fit sauter dans les airs la moitié d'un volcan couvrant 30 km², et offrit ainsi aux yeux la coupe naturelle la plus grandiose d'un appareil volcanique (fig. 241).

Divers types d'appareils volcaniques, dômes acides. — Il n'y a pas toujours à la fois épanchement de laves et expulsion violente

de débris. Suivant que prédomine l'une ou l'autre de ces formes d'activité volcanique, les reliefs surajoutés sont d'une nature tout à fait différente. L'absence complète de projections est assez rare, mais nous connaissons plus d'un exemple d'appareil volcanique presque entièrement formé par l'accumulation de coulées de laves abondantes. La nature chimique du magma a dans ce cas une très grande importance. Les laves acides, riches en silice, se refroidissent en effet généralement plus vite que les laves basiques, pauvres en silice. Aussi s'écoulent-elles plus difficilement; il se forme très vite une croûte épaisse, qui obture la cheminée; ou bien de courtes coulées s'empilent tout autour de l'orifice, en constituant une bosse arrondie en forme de cloche ou de dôme à pente raide. Les sucs phonolithiques du Velay, quelques-uns des volcans de la chaîne des Puys (Sarcouy, v. fig. 246) ont cet aspect très facilemement reconnaissable, déjà noté par Poulett-Scrope [1].

Les éruptions de l'archipel de Santorin, dans la mer Égée, ont permis de voir à l'œuvre un appareil volcanique de ce type. Les vues des coulées de Giorgios rapportées par Fouqué [2], nous montrent un entassement chaotique de blocs énormes que la lave visqueuse pousse devant elle. L'orifice est une sorte de pustule qui s'élève, s'écroule et amène des explosions, échos affaiblis de celle qui a fait sauter jadis tout le centre de l'archipel.

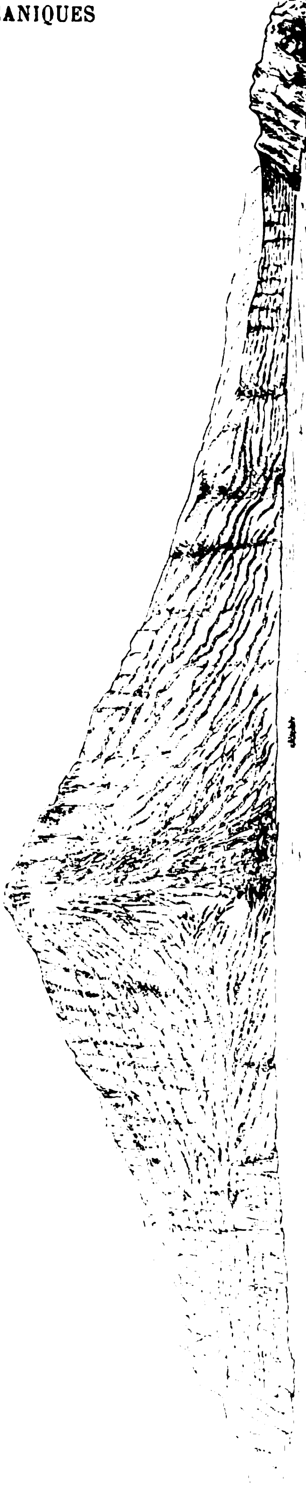
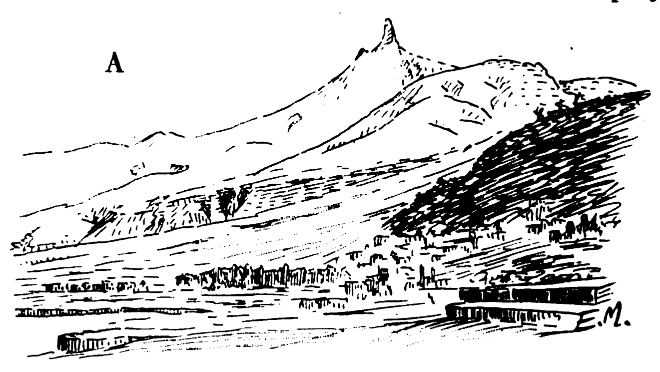


Fig. 241. — Coupe naturelle du Krakatoa d'après Verbeek.
Remarquer l'alternance des coulées et des couches de cendres. Les traînées noires verticales sont dues au ruissellement.

Le désastre de la Martinique nous a valu une étude minutieuse du curieux volcan de la Montagne Pelée [Lacroix, 3]. Les nuées ardentes, dont une détruisit la ville de la Martinique, sont une forme nouvelle de projections, appelées *péléennes* par Lacroix. Leur sortie était déterminée par une explosion, ouvrant une brèche bientôt cicatrisée par les laves. Mais, au lieu de s'élever dans les airs comme les projections



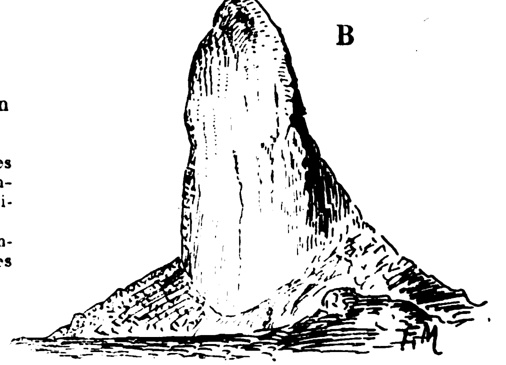


Fig. 242. — La Montagne Pelée et son aiguille, d'après Lacroix.

A. Vue d'ensemble (au premier plan, les ruines de la Martinique ; au fond, la montagne, avec les traînées de cendres ravinées).
B. L'aiguille vue de près (remarquer les cannelures sur les flancs de l'aiguille et les fentes préparant les éboulements).

du Vésuve, les nuées ardentes s'affaissaient aussitôt, en vertu de leur densité très forte, et roulaient sur les flancs de la montagne comme une sorte de ballon, en se dilatant progressivement. Les masses énormes de cendres, suspendues dans les gaz et la vapeur d'eau avec des blocs énormes, étaient entraînées horizontalement, jusqu'à une assez grande distance du cratère. Mais le phénomène le plus intéressant au point de vue du relief du sol qui ait été observé est la croissance du sommet de la montagne. La lave, très acide, se solidifiait dans la cheminée elle-même, formant un culot, qui sortait progressivement sous la poussée du magma ascendant, avec la forme d'une sorte de doigt. Ce piton, à parois verticales lisses, s'écroulait lorsqu'il atteignait une trop grande hauteur et recommençait à se

former par le même procédé (fig. 242). M. Boule [4] a émis l'avis que les sucs phonolithiques du Velay avaient pu se former par un procédé analogue, ce qui expliquerait la raideur de leurs pentes et les chaos d'éboulis qui les entourent (Gerbier de Jonc).

Calottes à laves basiques : Mauna-Loa, Dyngjas d'Islande. — Les appareils volcaniques à peu près entièrement formés de laves acides sont une forme de relief curieuse mais peu importante. Ils n'atteignent jamais de grandes dimensions et on n'en connaît que peu d'exemples. Au contraire les laves basiques peuvent, à cause de leur grande fluidité, s'épancher rapidement et former des appareils de dimensions considérables. La fluidité des laves basiques ne s'observe nulle part mieux qu'au Kilauea, cratère adventif du Mauna Loa dans les îles Hawaï. Au fond de cette énorme chaudière bouillonne constamment un lac de lave incandescente. Ses bords se solidifient, mais sont sujets à des effondrements à chaque poussée paroxysmale et forment une série de terrasses. C'est un spectacle inoubliable que celui des cascades de lave débordant de ce réservoir et des jets de lave qui s'élancent comme des jets d'eau.

La pente des coulées est naturellement très faible, leur surface relativement régulière, aussi la forme ordinaire de ces volcans est celle d'une coupole très aplatie dont les pentes atteignent rarement 7°. L'exemple le mieux connu est le Mauna-Loa [Dana 5, Dutton 6], énorme appareil volcanique, qui s'élève du fond d'un océan profond de 4 000 mètres à une hauteur de 4 168 mètres, avec des pentes variant de 4°22 à 6°48, formant une sorte d'immense galette plate d'un diamètre de plus de 500 kilomètres. Les coulées qui constituent entièrement cette énorme masse sont tantôt scoriacées et irrégulières (*Aa*), tantôt à peu près lisses (*Pahoéhoé*), mais traversées de grandes crevasses et hérissées par endroits de pustules ressemblant à de petits cratères. Ces reliefs, appelés *hornitos* au Mexique, sont des boursouflures produites par les gaz contenus dans les coulées au moment de leur épanchement; leur intérieur creux peut être tapissé de stalactites de lave d'un effet étrange (grotte de Rosemond à la Réunion).

Les coulées de lave présentent partout les mêmes aspects. Les laves les plus fluides ont souvent au voisinage du cratère l'apparence de paquets de cordes enchevêtrées (*laves cordées*). Plus loin, la surface devient irrégulière et comme boursoufflée, avec des creux et des protubérances. La marche est presque aussi difficile sur ces surfaces chaotiques que dans les champs de lapiés. L'infiltration des eaux en

fait, même dans les régions les plus humides, de vrais déserts, où ne poussent que quelques maigres buissons ou des plantes grasses. En Auvergne, on donne à ces étendues stériles le nom de *Cheires;* au Mexique on les appelle *Malpaïs*. La décomposition chimique les transforme assez rapidement et la végétation en prend possession. En Auvergne les coulées anciennes sont boisées, et se distinguent aisément des Cheires.

Quand le refroidissement de la coulée est exceptionnellement rapide, par exemple lorsqu'elle s'épanche au bord de l'eau, il y a formation d'un réseau régulier de fentes décomposant la masse en prismes verticaux ayant l'apparence de tuyaux d'orgue, d'où le nom commun donné aux escarpements de ces coulés en Auvergne : *orgues* de Bort, *orgues* d'Espaly, etc.

Les diaclases horizontales facilitent l'attaque de ces abrupts par l'érosion. Ainsi se forment au bord de la mer des grottes étranges (grotte de Fingal en Écosse), ou des sortes de terrasses (Chaussée des Géants en Irlande).

Les appareils volcaniques formés de laves basiques n'ont pas toujours une forme aussi régulière que le Mauna-Loa. Souvent on ne reconnaît pas d'orifice principal. Les laves paraissent s'être épanchées tout le long d'une fente. C'est ainsi que se seraient formés les immenses champs de laves de l'Orégon dans l'Ouest des États-Unis, de l'Islande et du Dekkan. Peut-être en est-il de même des grandes coulées de l'Aubrac et du Velay dans le Massif Central. Les petits cônes de scorie connus sous le nom de *gardes* qui parsèment le plateau du Velay sont visiblement indépendants des coulées sur lesquels ils reposent (fig. 243).

L'Islande est un champ d'étude merveilleux, comme type de district volcanique à laves basiques encore en activité [THORODDSEN, 7]. De même qu'au Mauna Loa, on distingue des coulées hérissées (*Apalhraun*) et des laves lisses zébrées de grandes crevasses (*Hellurhaun*).

Les sommets les plus élevés sont coiffés de calottes glaciaires laissant deviner un relief à pentes très douces. Celles qui sont libres de glace sont des galettes de laves empilées s'élevant à plus de 1 000 mètres, avec des pentes de 1 à 7° au plus. Le Kallota Dyngja atteignant 1 209 mètres est un des meilleurs exemples.

De véritables dislocations ont modifié considérablement et modifient encore l'aspect du sol : failles, fossés tectoniques, ou effondrements circulaires en forme de cratère. La grande fosse de l'Edgja date du x[e] siècle. Le Dyngjufjoll est un véritable *horst* resté debout par affaissement des districts

voisins, et creusé d'effondrements dont le dernier date du XIXe siècle. [Reck 29]. Ces dislocations ne sont certainement pas dues à des mouvements tectoniques, mais à une fusion partielle des anciennes coulées par la chaleur des laves montant par les fissures. Il est possible que des cratères d'effondrement du même genre existent dans bien des districts volcaniques. Le Kilauea en offre un exemple évident. Le lac d'Issarlès dans le Velay est probablement aussi un cratère d'effondrement.

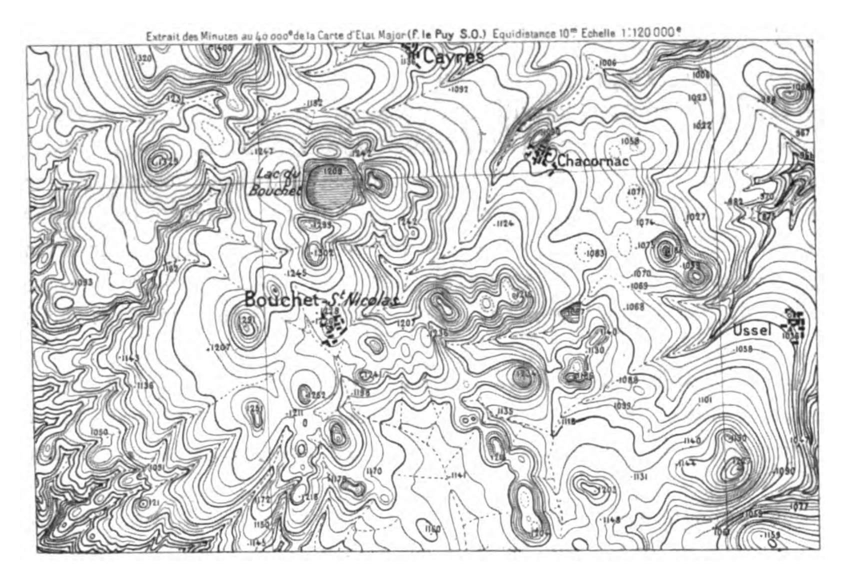


Fig. 243. — Fragment topographique du Haut Velay, plateau de laves semé de petits cônes de scories (*gardes*) et de cratères (lac du Bouchet).

Cônes de débris. — Les cônes de débris sont la forme la plus connue des appareils volcaniques. On en a vu s'édifier avec une rapidité étonnante, tel le Monte Nuovo, né en une nuit en 1538 près de Naples [De Stefani, 12]. Ils sont rarement de grandes dimensions, mais leur hauteur relative paraît exagérée par leur pente toujours très forte (30 à 40°). Cette pente diminue il est vrai quand la taille du cône augmente, à mesure que l'on s'éloigne de la bouche du cratère, et peut s'abaisser à 5 ou 10°. Les flancs du volcan Pico, dans les Açores, offrent les pentes suivantes en partant du cratère : 35°, 20°, 12°, 6°, 3°.

L'orifice du cratère est généralement rond, sauf dans certains cas, où le vent dominant porte les cendres d'un côté (par exemple à Ténériffe, soumis aux alizés). La paroi interne peut être presque verticale, mais est sujette à de fréquents éboulements, qui diminuent la hauteur absolue du sommet et élargissent progressivement l'ou-

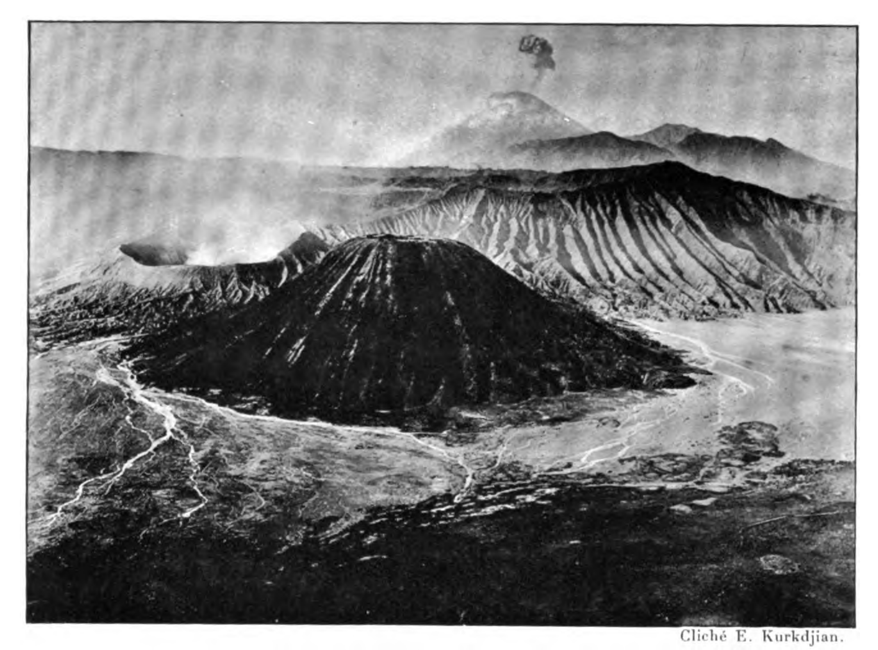
verture, jusqu'à ce qu'une nouvelle éruption vienne relever la pointe émoussée du cône, en accumulant des produits de projection autour de l'orifice. On a pu suivre ainsi depuis le XVIII[e] siècle les oscillations de l'altitude du Vésuve, qui avait 1 014 mètres en 1749, 1 242 mètres en 1822, 1 181 mètres en 1832, 1 202 mètres en 1845, 1 298 mètres en 1868, et 1 350 mètres en 1900. La dernière éruption a fait sauter la pointe du cône, réduisant son altitude de plus de 100 mètres (cf. figure 240).

Les formes originelles des cônes de débris sont aussi remaniées pendant la période d'activité éruptive par les avalanches sèches ou boueuses qui se forment sur leurs flancs entraînant les cendres accumulées sur une trop grande épaisseur à l'orifice du cratère (cf. planche XX). C'est ainsi qu'on a pu observer, lors de la dernière éruption du Vésuve, la formation de ravins divergents séparés par des crêtes étroites et parcourus par des avalanches de cendres [Lacroix, 10 et 11]. Telle est sans doute l'origine première de la plupart des *barrancos*.

La profondeur du cratère dépasse rarement 100 ou 200 mètres dans les cônes de débris, car elle est réduite constamment par les éboulements. Il n'est pas rare d'y voir un petit lac, quand le volcan est éteint.

Les cônes de débris se présentent le plus souvent comme cratères adventifs, soit au milieu des champs de laves, soit sur les flancs de grands volcans composés. La pointe des plus hauts appareils volcaniques est généralement formée par un cône de débris à pente très forte (Vésuve, Etna, Stromboli, etc.).

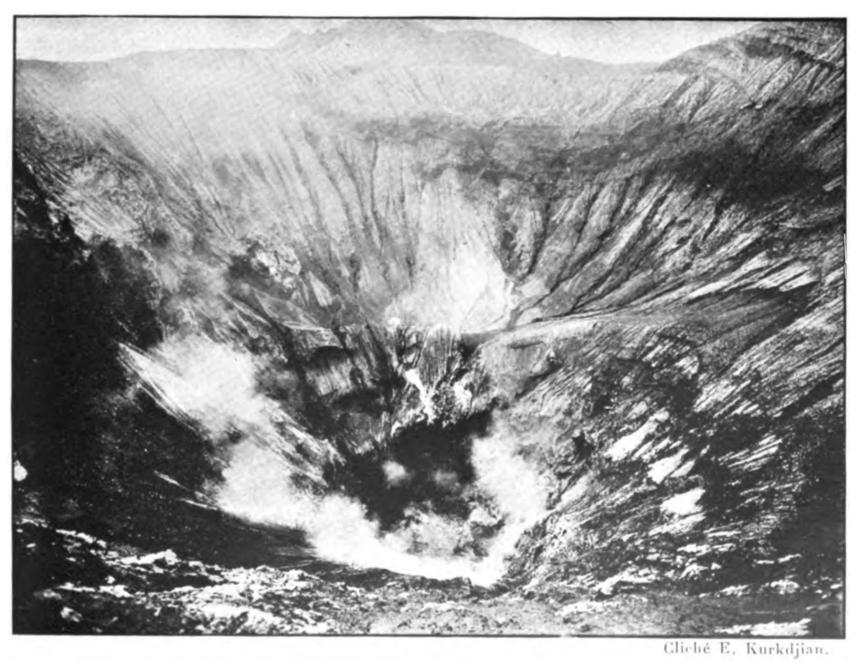
Volcans composés. — Le type le plus commun d'appareil volcanique est celui des volcans composés, qui doivent leur formation à la fois à des projections et à des coulées, comme nous l'avons expliqué dès le début. Presque tous les grands volcans appartiennent à ce type. L'empilement des coulées de lave et des projections permet une édification relativement rapide jusqu'à des altitudes considérables. L'Etna, s'élevant d'un seul jet à 3 220 mètres au-dessus de la mer, le Pic de Ténériffe, île entièrement volcanique, atteignant 3 716 m., le Mont Hood, qui s'élève des plaines de la Columbia à 3 730 m., le Fouziyama (3 778 m.) sont les appareils volcaniques les plus grandioses. Les volcans des Andes et du Mexique, souvent cités comme les plus grands du globe, n'ont pas des dimensions en rapport avec leur altitude absolue, car ils sont portés sur un socle déjà élevé de 2 à 4 000 m. (Chimborazo 6 310 m., hauteur rela-



Cliché E. Kurkdjian.

A. — BROMO, BATOK, WIDOBAREN ET SMEROE (JAVA).

Types de cônes volcaniques récents avec commencement de dissection par les *barrancos*.



Cliché E. Kurkdjian.

B. — INTÉRIEUR DU CRATÈRE DU BROMO (JAVA).

Ravinement des parois par des *barrancos* dus aux avalanches sèches ; — Fumerolles.

tive seulement 2300 m.; Popocatepetl 5452 m., hauteur relative 3000 m.).

Les pentes sont loin d'être aussi fortes qu'on l'a cru longtemps d'après les dessins de certains voyageurs. Elles restent généralement au-dessous de celles des cônes de débris et diminuent très vite en s'éloignant du cratère. Le sommet du cône, lorsqu'il est formé de produits de projection, atteint seul des pentes de 30°.

Généralement on observe plusieurs petits cônes adventifs, d'où s'épanchent des coulées de laves et dont les cheminées forment dans la suite autant de piliers consolidant l'appareil volcanique. Il arrive parfois qu'il y a deux cratères accouplés d'importance à peu près égale. Tel est le cas pour le Kilimandjaro (Afrique orientale). On en connaît aussi plus d'un exemple à Java.

Explosions, Caldeira et Atrio. — Après une longue période de repos, la reprise de l'activité est généralement marquée par un cataclysme. La lave consolidée bouche en effet toutes les cheminées, une explosion formidable peut alors se produire et faire sauter en l'air une grande partie de la montagne. Tantôt l'explosion enlève seulement la pointe du cône, tantôt elle l'ouvre seulement de haut en bas, ne laissant subsister qu'une moitié de la couronne du cratère, qui peut avoir jusqu'à 10 km. de diamètre. On désigne souvent sous le nom de *cratères d'explosion* ces immenses cavités, qui, dans les Açores, sont nommées *caldeiras*. Presque toujours, on voit après l'explosion s'édifier un ou plusieurs petits cônes au centre de la caldeira. Tel est le cas à l'île de la Réunion, où le cône adventif central du Grand Brûlé a fini par dépasser la hauteur du bord de la caldeira (fig. 244). Un lac peut remplir la caldeira, le cône adventif s'y dressant sous forme d'île. Tel est le cas du Crater Lake de l'Orégon, dans l'Ouest des États-Unis (v. fig. 138, p. 326), et du Lago de Vico avec le Monte Venere en Italie.

Quand l'explosion s'est produite latéralement, enlevant tout un pan de la montagne, le cratère, réduit à une demi-couronne, forme une sorte de cirque (cratère égueulé). Souvent un nouveau cône s'édifie à l'intérieur. C'est ce qui s'est passé pour le Vésuve. Le rempart de la Somma représente ce qui reste du vallum de l'ancien cratère, l'Atrio del Cavallo est la dépression en arc de cercle qui le sépare du nouveau cône (fig. 240). L'Etna paraît avoir eu la même histoire, le Val del Bove correspondant à l'Atrio del Cavallo; mais le nouveau cône, au lieu de s'élever au milieu de la caldeira, est placé en dehors. D'où l'aspect différent de la montagne, encore augmenté

par l'ancienneté relative de la caldeira élargie considérablement par l'érosion et les éboulements. Le Pariou, dans la chaîne des Puys, a,

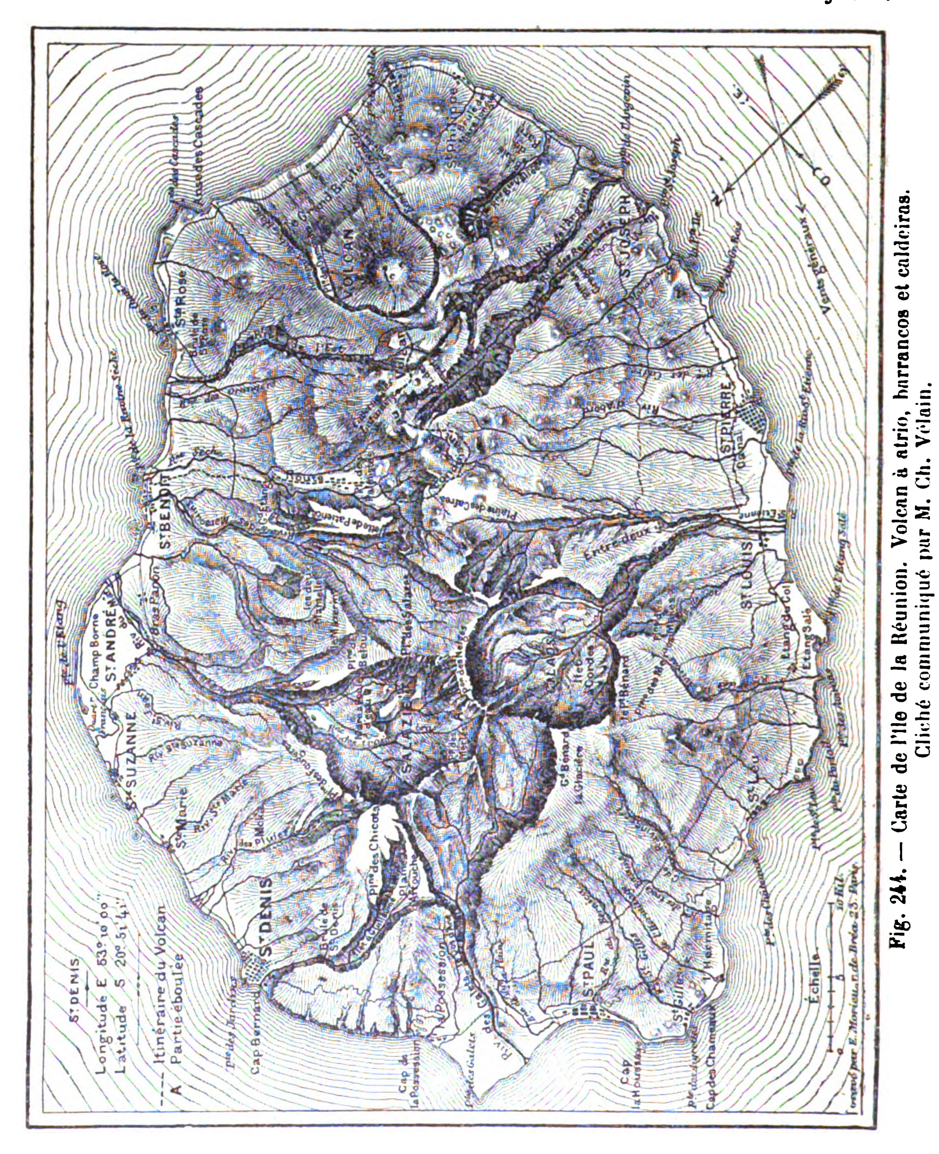


Fig. 244. — Carte de l'île de la Réunion. Volcan à atrio, barrancos et caldeiras. Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

lui aussi, son *atrio* et sa *somma*. Ce type de volcan à atrio est fréquent à Java d'après Verbeek [28].

Les îles entièrement volcaniques sont sujettes aussi à des explosions, qui les transforment en ports naturels entourés d'un vallum semi-circulaire. Tel est, d'après Vélain [13], le cas de l'île Saint-Paul,

dans l'océan Indien (fig. 245). Tel était le cas de Santorin avant les éruptions de Giorgios et de Néa Kaméni.

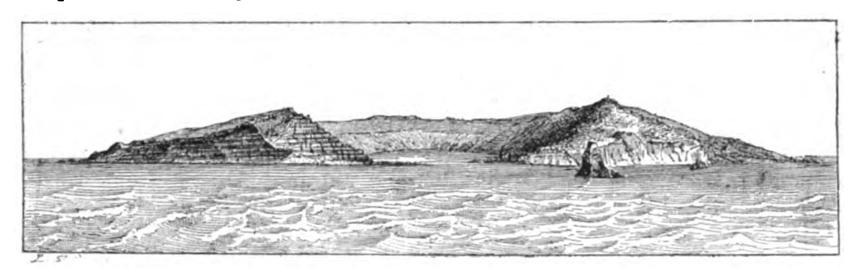


Fig. 245. — L'île Saint-Paul, vue prise du large, dessin de M. Ch. Vélain.

Groupement d'appareils volcaniques. — En dehors des grands volcans composés, de vrais massifs peuvent être formés par l'association et le groupement d'appareils simples de dimensions plus réduites. La disposition en ligne droite est le mode de groupement le plus commun; souvent il y a plusieurs lignes parallèles, correspondant à des dislocations tectoniques (Chaîne des puys d'Auvergne, chaîne des Monts du Velay). Mais on trouve aussi des cratères disposés sans ordre apparent à l'intérieur d'un champ d'affaissement de forme plus ou moins circulaire. Tel est le cas des Champs Phlégréens près de Naples [De Stefani, 12].

On peut trouver dans le même groupe toutes les formes de l'activité volcanique : cônes de tufs et de scories, cratères d'explosion avec enclos ou

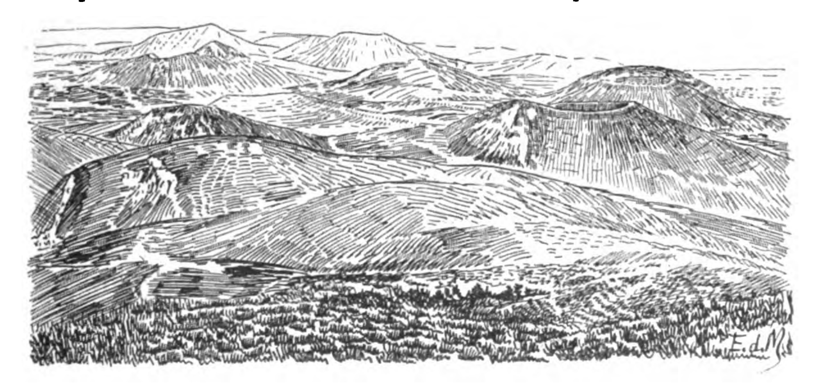


Fig. 246. — Panorama de la chaîne des Puys, dessin d'après une photographie prise du versant nord du Puy de Dôme.

Au premier plan, le Nid de la Poule et le Clierzon. A l'arrière-plan. Puy de Louchadière à gauche, Puy de Jumes à droite. Au second plan à droite, l'un derrière l'autre : Pariou, Puy des Goules, Sarcoui; à gauche, Petit Suchet, Puy des Gouttes et Puy Chopine.

atrio, dômes acides et calottes de laves basiques. C'est ainsi que dans la chaîne des Puys (fig. 246), le Puy de Dôme, le Puy de Sarcouy et le Puy Chopine sont d'après Glangeaud [14] des dômes acides; les Puys de Louchadière, de la Coquille, du Balmet, etc., des cônes de scories simples; les Puys de Come et du Pariou des cônes doubles emboités (cf. 3e partie, chap. IV, fig. 141, p. 329). Il y a aussi des cônes sans coulées (Grand Suchet) et de

petits appareils à laves sans produits de projections (environs de Beaumont et Nébuzat). De même nous avons, dans les Champs Phlégréens, à la fois des cratères d'explosion circulaires (Solfatara, Pezzo de Campana, P. Soccavo, Teano, Averno), des cônes de scories (Senga, Astroni, Fondo Riccio), des cônes de tufs (Monte Nuovo) [DE STEFANI, 12].

Les appareils volcaniques ainsi groupés peuvent être d'âges différents. Dans ce cas les plus anciens pourront être déjà notablement transformés, ce qui augmente encore la variété des formes de l'ensemble. Nulle part ce phénomène n'est plus marqué que dans la région du Puy de Dôme. On a reconnu, dans la Limagne, des périodes d'activité volcanique échelonnées du Miocène au Pléistocène [GLANGEAUD, 15]. Les cônes des éruptions anciennes ont été presque toujours détruits par l'érosion, les coulées qui en sortaient apparaissent isolées souvent sur des hauts plateaux (Montagne de la Serre). Parfois elles ont été disloquées par des failles (côtes de Clermont, Plateau de Chateaugay). Les orifices des bouches anciennes sont marqués par des protubérances arrondies (Nadaillat, Berzet, cf. fig. 141 p. 329). Au contraire, on distingue aisément les volcans quaternaires à la fraîcheur des formes, qui permet de reconnaître aisément leur mode d'édification, et à la continuité des coulées qu'on en voit nettement sortir (Puys de la Vache et Lassolas dans la fig. 141).

Évolution des reliefs volcaniques, champs de laves. — Comme tous les reliefs, les volcans sont attaqués par l'érosion, mais leur édification est si rapide, qu'en pratique l'empreinte de l'érosion n'est guère sensible dans leurs formes avant que l'activité éruptive ne soit définitivement éteinte. Les appareils à peu près entièrement formés de laves, ont été très répandus à la fin de l'époque tertiaire. La topographie de régions très vastes est par suite déterminée par les caractères des roches volcaniques et le travail du cycle d'érosion récent (Montagnes Rocheuses, Mexique, Dekkan, Arménie, Islande).

Les dômes de laves acides sont la forme de relief volcanique la plus tenace malgré leurs dimensions en général assez faibles. La roche est dure et les diaclases ou fentes de contraction qui la traversent la rendent assez perméable pour qu'elle ne soit guère sensible au ruissellement. La décomposition seule attaque les pentes raides, en déterminant des éboulements, qui jonchent d'énormes chaos de rochers tous les alentours de ces pitons. Cet aspect est très caractéristique des sucs du Velay.

Les grandes galettes de laves basiques forment par leur coalescence d'immenses champs de laves, dont le modelé offre bien des caractères communs avec celui des plateaux calcaires ou gréseux. Le basalte est une roche très perméable en général, soit à cause de ses pores innombrables correspondant aux bulles de gaz, soit, lorsqu'elle est rendue compacte par un refroidissement rapide, à cause des joints verticaux et horizontaux qui la débitent en prismes.

Les coulées ayant une pente très faible, les couches sont pratiquement horizontales, sauf quand elles ont été dérangées par des mouvements tectoniques, ce qui est relativement rare (Montagnes de l'Orégon aux États-Unis). Les eaux s'infiltrent volontiers sur ces surfaces perméables dépourvues de pente, et l'érosion souterraine joue un rôle presque aussi grand que dans les régions calcaires. Dès



Fig. 247. — Cañon de la rivière Yellowstone (États-Unis, Parc National).
Dessin d'après une photographie du Geol. Survey.

le début, une sélection s'opère entre les vallées; les plus importantes peuvent seules continuer à se développer à ciel ouvert et prennent la forme de canyons à parois escarpées, découpant le pays en plateaux semblables aux Causses. A la surface de ces plateaux les vallées sèches inachevées, les pertes de rivières sont fréquentes; des sources abondantes rendent aux dépressions les eaux infiltrées. C'est dans l'Ouest des États-Unis qu'on trouve les champs les plus étendus de laves récentes, à ce premier stade de dissection : plateaux déserts de l'Idaho et de l'Orégon entaillées par les rivières Snake et Columbia en gorges encaissées avec rapides et chutes, plateaux boisés du Parc National avec le célèbre canyon de la rivière Yellowstone (fig. 247).

Mais l'évolution n'en reste pas là, si l'érosion est à même de continuer son œuvre. Les parois des cañons s'écroulent assez facilement et leur profil s'élargit; des vallées secondaires se forment et les plateaux de laves sont découpés en tables de plus en plus réduites. Cette évolution sera d'autant plus rapide, que le creusement des thalwegs aura atteint plus tôt le substratum sur lequel se sont épanchées les coulées, surtout si ce substratum est de nature argileuse, comme c'est le cas dans le Velay.

Les plateaux volcaniques isolés sont appelés *mesas* dans le Mexique, où ils sont une forme de relief très répandue. Parfois la mesa peut être réduite par l'érosion jusqu'à ne plus former qu'une table étroite ressemblant de loin à un piton. Le Cofre de Perote, dont la silhouette étrange guide le navigateur approchant des côtes du Mexique, est l'exemple le plus grandiose de ce phénomène. Le Velay a aussi ses *mesas* réduites à l'état de témoins aux parois abruptes, siège naturel de châteaux ou de basiliques (planche XXI),

L'alternance de périodes d'érosion et d'activité volcanique est un phénomène général, entraînant comme conséquence une grande variété d'épisodes intéressants.

Une coulée épanchée dans une vallée secondaire et atteignant la vallée principale peut la barrer en déterminant la formation d'un lac. Les exemples de ce phénomène abondent: nous en avons signalé un très net dans le Massif central (lac d'Aydat, fig. 141, p. 329). La dislocation du réseau hydrographique peut survivre au lac, si celui-ci a trouvé un émissaire dans une direction où l'approfondissement du thalweg est plus facile.

Lorsque le creusement reprend sur l'emplacement même de la coulée qui a comblé une vallée, la gorge ainsi formée peut être de nouveau envahie par une seconde coulée emboîtée dans la première; si l'érosion y recreuse une nouvelle gorge, on aura une vallée dont les versants en gradins reflètent nettement les stades successifs d'érosion et d'activité volcanique. Un des exemples les plus grandioses de cette histoire compliquée est le canyon de la rivière Deschutes dans l'Orégon (États-Unis) (planche XXI, C).

C'est là un cas quelque peu exceptionnel. Il est beaucoup plus commun de voir les nouvelles vallées creusées par l'érosion éviter les coulées de lave qui suivaient les anciens thalwegs. Souvent le creusement se fait au bord même de la coulée, d'où sortent des sources nourrissant le cours d'eau. Si le substratum atteint est formé de couches peu résistantes, la coulée restera en saillie entre des vallées de plus en plus larges et profondes tracées à côté de l'ancien thalweg. On aboutit à une véritable *inversion du relief.* La plupart des stades de cette évolution sont visibles dans la vue panoramique ci-jointe (fig. 248) reproduite d'après ABICH [20].

Les exemples d'inversion du relief abondent dans le Massif central français. On a souvent cité les Coirons, dont la silhouette imposante dominant le Rhône est due à l'érosion, qui a mis en saillie des coulées épanchées dans des vallées d'âge tertiaire, ainsi que l'attestent les alluvions fossilifères conservées en certains points sous la lave.

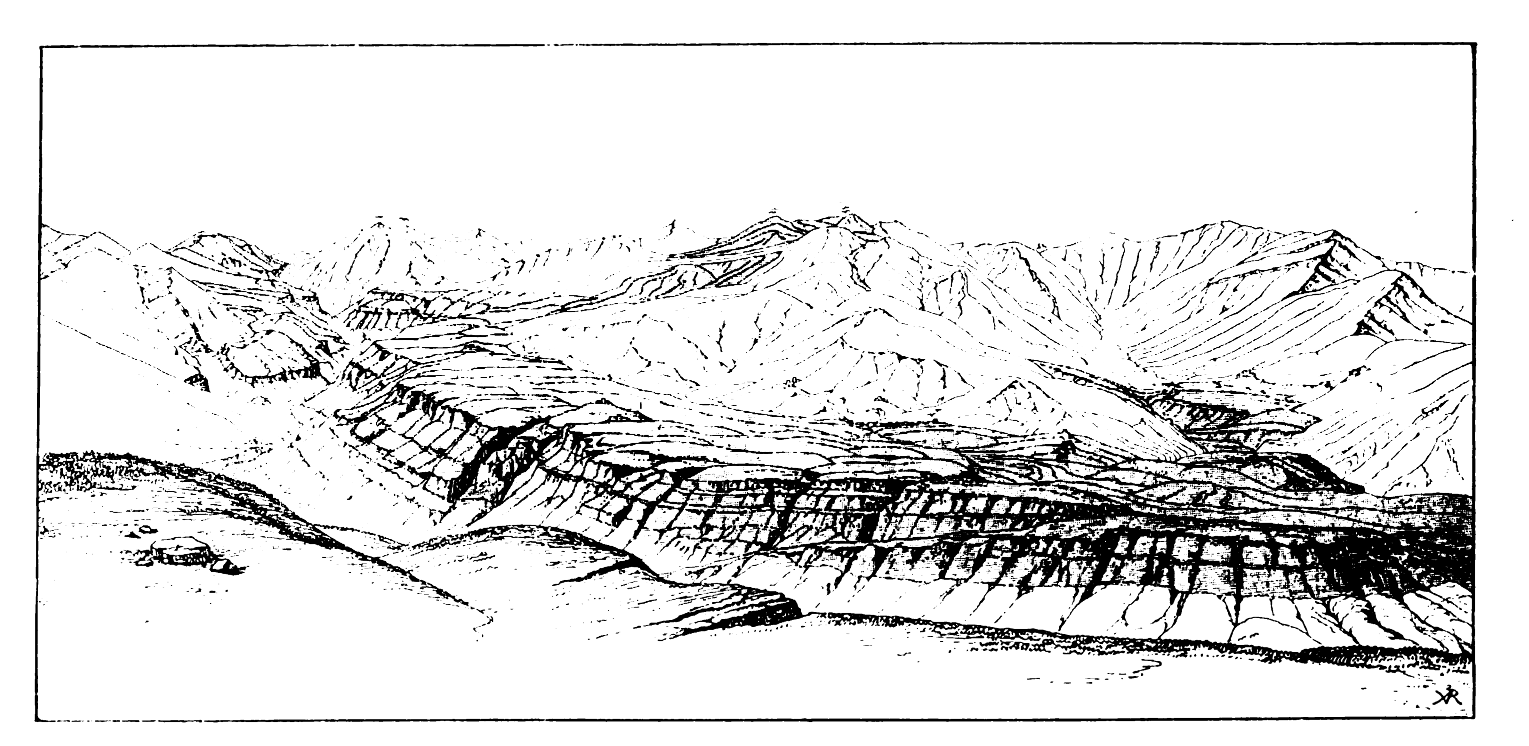


Fig. 248. — Coulées épanchées dans des vallées, mises en saillie par l'érosion. Région du Kazbek (Caucase), d'après H. Abich.
Figure extraite de Suess, *La Face de la Terre*, trad. Em. de Margerie, t. I, p. 627, pl. III.

Les parties laissées en blanc correspondent aux affleurements de schistes paléozoïques, le grisé représente les cônes et les coulées. On voit que les thalwegs se sont déplacés sur le bord des coulées, et creusés jusqu'au substratum schisteux, isolant complètement en certains points les laves, qui forment un plateau élevé entre deux vallées.

Le rebord des plateaux qui portent la chaîne des Puys, près de Clermont-Ferrand est découpé par l'érosion, qui a mis en saillie un grand nombre de coulées anciennes recouvrant aussi des alluvions tertiaires [GLANGEAUD 14]. La Montagne de la Serre s'avance ainsi comme une sorte de chaussée dominant de 200 mètres les vallées voisines.

Évolution des cônes de débris; barrancos, culots, necks, dykes. — On conçoit que l'évolution des cônes de débris soit sensiblement plus rapide que celle des champs de laves. Si leur perméabilité les défend quelque peu contre le ruissellement, leurs pentes sont trop raides pour que des précipitations abondantes ne s'écoulent pas superficiellement. L'écoulement est canalisé par les ravinements produits par les avalanches pendant la période d'activité. Ces ravins divergeant du cône, s'approfondissent graduellement. Ce sont des rigoles étroites, à parois instables, séparées par des arêtes en lames de couteaux s'éboulant constamment. Ce modelé ressemble à celui des pentes argilo-sableuses déboisées dans les montagnes. On appelle *barrancos* dans les pays espagnols ces ravinements sauvages. Les grands cônes de débris qui sont si communs à Java sont tous profondément burinés de barrancos, non seulement sur leurs pentes externes, mais même à l'intérieur du cratère (v. planche XX).

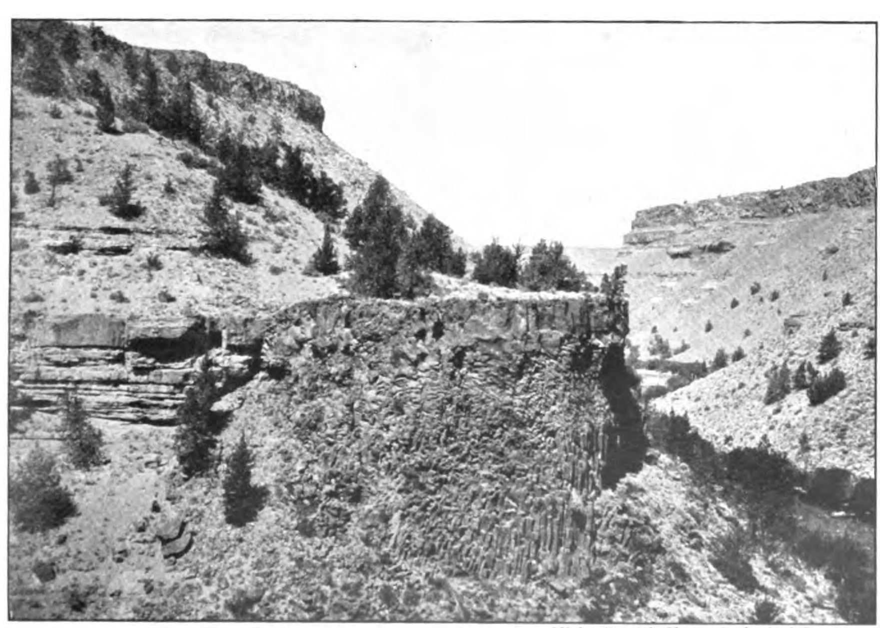
Cet aspect marque le début de l'érosion. Si l'activité éruptive est définitivement éteinte, l'évolution se poursuit. Les ravins, d'abord indépendants, se groupent et s'organisent en un système de vallées divergentes, qui ont bientôt fait d'échancrer le cratère. Peu à peu toute la montagne s'en va; elle est destinée à disparaître complètement, à moins que la cheminée ne soit remplie de laves solidifiées, qui, dégagées par l'érosion, apparaissent en saillie, formant un piton isolé. Il y a là une nouvelle forme d'*inversion du relief*, donnant des formes hardies, particulièrement frappantes. Le site curieux de la ville du Puy est dû en partie à ce processus : la Roche Aiguille est une brèche volcanique, qui devait remplir un cratère entièrement démoli (pl. XXI). Le Massif schisteux rhénan est accidenté de bosses aux pentes raides et boisées qui sont aussi des cheminées volcaniques, mises en saillie. Autour du culot de laves basaltiques ou andésitiques, on trouve souvent encore des restes de tufs basaltiques ou trachytiques [PHILIPPSON, 22]. Dans le plateau Lorrain lui-même, deux filons de basalte témoignent de l'existence d'un petit volcan au sommet de la côte d'Essey, au Sud-Est de Nancy, et donnent à cette hauteur isolée un profil singulier, qui attire de loin le regard. Toute injection de lave au milieu de produits de projec-



A. — PANORAMA DU PUY.
Rochers Corneille et Saint-Michel (brèches basaltiques isolées par l'érosion).



B. — POLIGNAC, PRÈS LE PUY.
Témoin de plateaux basaltiques.



Cliché Russel, U. S. Geological Survey.

C. — VALLÉE DE LA RIVIÈRE DESCHUTES (OREGON).
Type de vallée creusée dans une coulée, comblée par une nouvelle coulée et recreusée dans cette coulée.
(Remarquer les prismes de la dernière coulée basaltique, épaisse de 100 m.)

tion meubles donne naissance à des formes analogues : pitons ou murailles verticales. Les monts Euganéens, dans le Nord de l'Italie, étudiés par REYER [21], sont remarquables par le développement de ces formes d'inversion du relief volcanique (fig. 249).

La nomenclature des accidents orographiques résultant d'une dissection profonde des appareils volcaniques est loin d'être encore fixée d'une façon satisfaisante. Les termes anglais de *neck* et de *dyke* peuvent être employés,

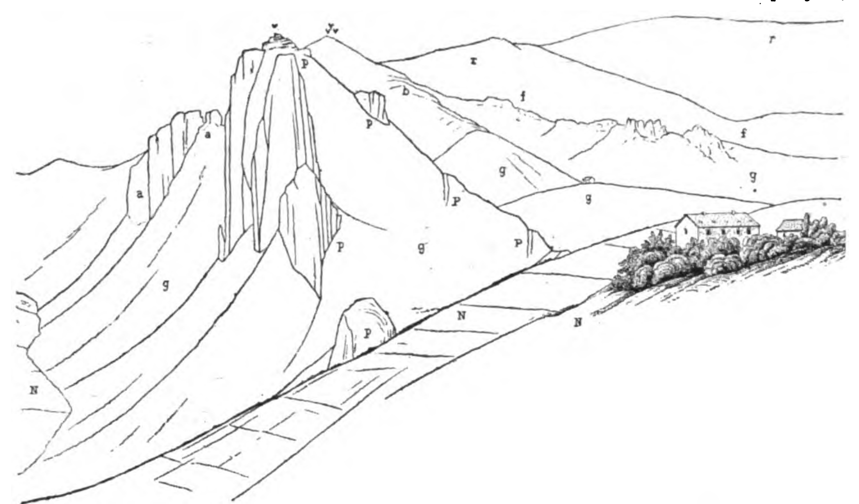


Fig. 249. — Les Monts Euganéens, dykes de volcans anciens, figure extraite de SUESS, *La Face de la Terre* (trad. Emm. de Margerie).

suivant l'usage qu'en fait GEIKIE [24], pour désigner : le premier, les cheminées, remplies de laves ou de produits de projections, dégagées par l'érosion de leur manteau de tufs ou de roches plus tendres; le second, les murailles verticales dues à la mise en saillie des laves injectées dans les fentes de l'appareil volcanique ou des terrains avoisinants.

Évolution des volcans composés. — Les grands appareils volcaniques formés à la fois de coulées et de produits de projection ont une évolution plus complexe. Le premier acte de l'érosion est d'attaquer vigoureusement le cône terminal, généralement formé de produits de projection. Des *barrancos* profonds se développent; les plus importants servent d'amorce aux vallées qui s'esquissent plus lentement vers l'extérieur, où les pentes sont plus faibles et où les coulées de laves tiennent généralement une grande place. Le Mont Shasta aux États-Unis peut être cité comme le type de ces grands volcans récemment éteints [DILLER, 20].

Mais ce stade primitif est bien vite dépassé. Dès que les barrancos

se sont groupés en un petit nombre de vallées maîtresses, le travail de l'érosion est guidé par la résistance des matériaux variés qu'elle rencontre. Les tufs sont rapidement enlevés, tandis que les coulées et les dykes sont mis en saillie. Le Cantal peut être cité comme un type de cette évolution vers la maturité (fig. 250). Le cône terminal avec son cratère a disparu. Les sommets sont formés par des

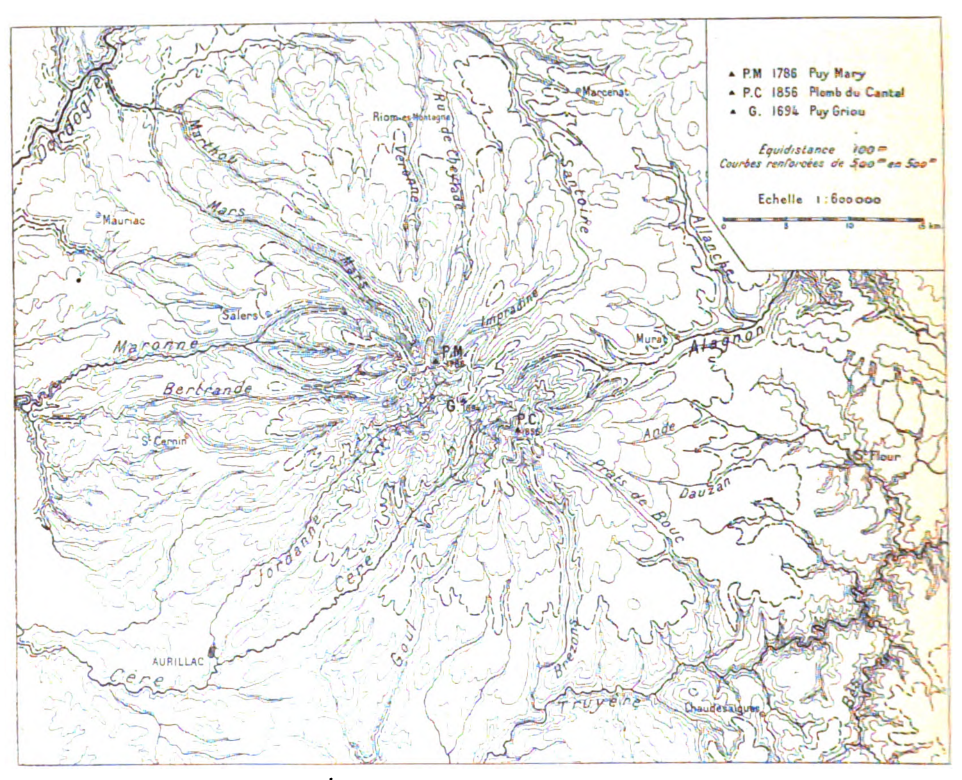


Fig. 250. — Carte du Cantal, d'après la carte de France au 1 : 200 000.

Disposition étoilée du réseau hydrographique, forme caractéristique des planèzes. La limite des terrains volcaniques est nettement indiquée par l'encaissement des vallées de la Dordogne et de la Truyère dans le massif cristallin.

necks de laves acides, où l'on reconnaît les formes des *sucs* (Puy Griou), ou par le rebord de chapiteaux de laves de forme moins hardie (Plomb du Cantal). Les coulées de laves ont été dégagées et forment des plateaux découpés par de profondes vallées divergentes. Ces plateaux sont appelés *planèzes*, nom commun qui mérite d'être retenu pour désigner les mesas volcaniques assez inclinées et de forme triangulaire, dont le sommet est situé du côté de l'ancien cratère. Ce sont des lieux de pâturage dans la partie la plus élevée, des terres à

céréales dans leur partie inférieure.

Le massif du Mont Dore paraît témoigner d'une évolution plus prolongée encore. La charpente de lave a été partout dégagée et même assez fortement attaquée par l'érosion. Il est probable que l'appareil éruptif était plus élevé et plus complexe que celui du Cantal. La structure géologique interne révélée par l'érosion paraît indiquer l'existence de deux centres distincts d'éruption; il y avait sans doute deux cônes accolés comme actuellement au Kilimandjaro. Leur altitude pouvait dépasser celle de l'Etna [MICHEL-LÉVY, 16]. Sur une carte d'ensemble, le seul indice qu'on remarque de l'existence de ce puissant massif est la disposition étoilée du réseau hydrographique. Ce trait est le dernier qui subsiste de la topographie éruptive. On le retrouve dans les régions volcaniques miocènes de l'Allemagne centrale, où la seule trace des anciens

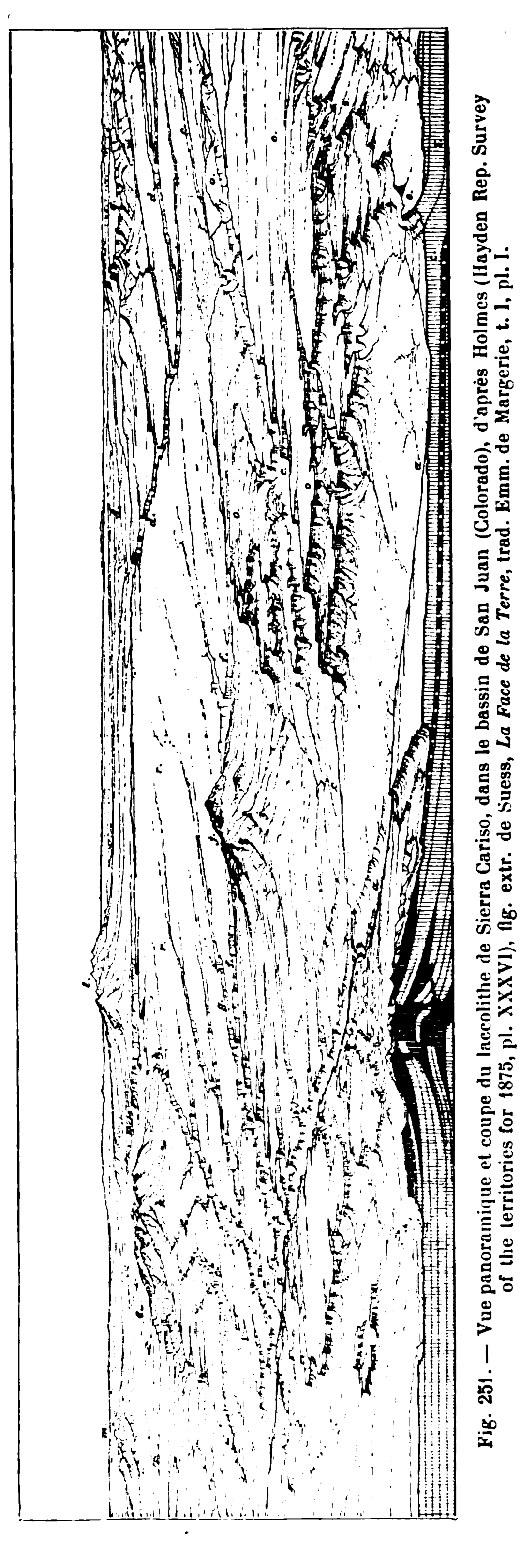


Fig. 251. — Vue panoramique et coupe du laccolithe de Sierra Cariso, dans le bassin de San Juan (Colorado), d'après Holmes (Hayden Rep. Survey of the territories for 1875, pl. XXXVI), fig. extr. de Suess, *La Face de la Terre*, trad. Emm. de Margerie, t. I, pl. I.

a, Rio San Juan; *k*, Sierra Abajo; *l*, Sierra la Sal; *m*, Henry Mountains; *j*, Sierra El Late; *o*, Mesa verde; *s*, San Juan hogback (flexure).

appareils est l'existence de plateaux basaltiques en pente douce (Rhön, Vogelsgebirge).

L'orientation imposée aux cours d'eau peut ainsi survivre à la disparition des appareils éruptifs qui l'ont déterminée. Certaines anomalies du réseau hydrographique pourraient être ainsi expliquées par un cas particulier de *surimposition* (cf. chap. suivant).

Laccolithes. — Les appareils éruptifs ont toujours été considérés jusqu'à présent comme des reliefs surajoutés, que l'érosion peut faire disparaître entièrement sans attaquer leur substratum. Les études des géologues américains dans l'Ouest des États-Unis nous ont fait connaître un type nouveau d'appareils éruptifs, que l'érosion seule révèle en attaquant les roches sédimentaires au sein desquelles ils se sont formés. Ce sont en quelque sorte des volcans avortés. Le magma éruptif n'a pu s'épancher à l'air libre, il s'est injecté entre les couches décollées tout autour de la cheminée par où il s'élevait. Une intumescence s'est ainsi produite à la surface, comme un dôme tectonique. Si étrange que puisse paraître ce processus, on n'en peut nier la réalité, en présence des descriptions, des coupes et des vues rapportées par GILBERT des Henry Mountains, où il a reconnu pour la première fois cette structure [23]. Le nom de *laccolithe* a été créé par lui pour désigner ces appareils volcaniques avortés.

La dissection opérée par l'érosion sur ces faux volcans permet d'en reconnaître la structure intime et fait apparaître progressivement des formes se rapprochant plus ou moins de celles des vrais volcans. Les laves injectées entre les bancs de roches sédimentaires tendent à former des planèzes, tandis qu'une dépression périphérique entoure le culot principal mis en saillie. Lorsque le soulèvement des couches produit une flexure, on voit se former des crêtes étroites (*hog backs*) (fig. 251). Les laccolithes peuvent être finalement aplanis comme tous les reliefs, mais il restera toujours la disposition étoilée du réseau hydrographique, comme témoignage de l'activité éruptive.

Volcans fossiles. — Les appareils volcaniques peuvent échapper à une destruction complète par l'érosion, à condition d'être recouverts par des formations sédimentaires, soit qu'ils se forment dans les océans, comme bon nombre de volcans actuels dont nous soupçonnons l'existence dans l'océan Pacifique, soit qu'un affaissement du sol permette à la mer de s'étendre sur leurs restes, avant qu'ils aient été entièrement dispersés. C'est ainsi qu'ont pu se conserver de véritables volcans fossiles datant de périodes géologiques très reculées. On en connaît dans les terrains primaires et même dans le terrain précambrien. Les coulées et les couches de tufs, déposées presque horizontalement, se trouvent redressées par les mouvements tectoniques auxquels ont été soumises les couches qui les recouvrent. Elles sont faillées, plissées, renversées même. Alors l'érosion s'attaquant à la région peut révéler l'existence d'anciens volcans dans les districts les plus tranquilles à l'époque actuelle (Bretagne, Morvan, etc.).

Naturellement il ne saurait être question de retrouver exactement l'ancien centre éruptif, les couches étant disloquées. C'est par leur résistance à l'érosion différente de celle des roches sédimentaires, que les débris du volcan fossile se traduisent dans le relief du sol. Les coulées redressées verticalement peuvent former des crêtes ressemblant aux dykes des volcans récents. Si, au contraire, elles sont faiblement plissées, il n'est pas rare de les voir former de vastes plateformes structurales (plateaux des environs de Bozen dans les Alpes orientales). Les filons, les necks plus ou moins inclinés créent des obstacles locaux aux progrès réguliers de l'érosion. Une vallée les rencontrant s'y encaissera, la rivière pourra former un rapide ou même une chute. A. Geikie [24] a fait connaître un grand nombre de faits intéressants de résurrection d'anciennes formes volcaniques dans la Grande-Bretagne.

Les anciennes laves ne sont pas toujours aussi résistantes que les roches encaissantes. Si les porphyres sont parmi les roches les plus compactes et les plus rebelles à la décomposition chimique, les basaltes, au contraire, se décomposent facilement et forment souvent des drains naturels, signalés par des sources. Par contre les produits de projection, qui sont la proie désignée aux premiers efforts de l'érosion dans les volcans actuels, peuvent être consolidés par les eaux d'infiltration et les pressions orogéniques, jusqu'à former des roches d'une compacité et d'une dureté extraordinaires. Dans le Morvan et le Beaujolais, les tufs primaires sont plus résistants à l'érosion que les granites et les micaschistes.

En somme l'étude des volcans fossiles intéresse plus la géologie que la géographie. Les formes que l'érosion y révèle ne diffèrent guère de celles qu'elle élabore dans une série de roches sédimentaires, assez différentes par leur dureté et leur perméabilité. Le volcanisme n'occuperait guère plus le géographe que la période glaciaire primaire, si l'activité éruptive ne s'était réveillée partout avec une intensité extraordinaire à une époque toute récente. La fin de la période tertiaire et toute la période quaternaire ont été marquées à peu près sur toute la surface du globe par des manifestations paroxysmales. De là vient le grand intérêt géographique de l'étude des volcans.

Répartition géographique des volcans. — C'est à la géologie qu'il appartient évidemment de nous expliquer l'origine et le mécanisme de l'activité volcanique, mais on ne peut s'empêcher d'être frappé du rôle qu'a toujours joué, dans les différentes théories qui

se sont succédé, la considération de la répartition géographique des volcans actuels. Les progrès qui ont pu être faits vers une explication plus rationnelle sont liés au développement de l'exploration géographique du globe, autant qu'aux déductions et observations géologiques proprement dites.

La théorie des *cratères de soulèvement*, ruinée par les recherches de Fouqué à Santorin, s'appuyait sur la liaison des volcans avec les principaux reliefs montagneux. De même, l'observation de la fréquence des volcans au bord de la mer a conduit à admettre comme cause du volcanisme l'infiltration des eaux en profondeur, produisant des gaz et déterminant des explosions. On invoquait le soi-disant *cercle de feu* de l'océan Pacifique. Mais, en dehors des objections tirées des lois physiques et géologiques que soulève cette théorie, les progrès de l'exploration du globe nous ont fait connaître des volcans récents au sein des plus grands déserts du globe (Sahara, Asie centrale, Montagnes Rocheuses), sans compter les volcans d'Auvergne et du Massif Rhénan, que la paléogéographie nous montre assez éloignés de la mer pendant leur période d'activité.

On est porté maintenant à considérer les volcans comme liés à l'activité orogénique, mais comme une conséquence, et non comme une cause de cette activité. Ce serait la pression des compartiments disloqués de l'écorce terrestre se déplaçant les uns par rapport aux autres, qui déterminerait la montée du magma liquide, qu'on suppose exister à la profondeur où la température est assez élevée pour fondre tous les métaux connus. Cette théorie rend mieux compte qu'aucune autre des épanchements tranquilles de laves du type Mauna-loa, et peut même se prêter à l'explication des éruptions violentes. Mais elle s'appuye surtout sur l'analyse de la disposition des appareils éruptifs, qui, partout où nous disposons de cartes suffisantes, se montrent alignés le long de dislocations tectoniques anciennes ou récentes. Le fait a été mis en lumière d'une façon particulièrement évidente en Islande [Thoroddsen, 7]. Il paraît également certain dans l'Amérique centrale [Sapper, 25] et au Mexique [26], aussi bien que dans les îles de la Sonde [27]. Michel-Lévy a montré que le volcanisme était limité dans le Massif Central à un triangle correspondant au rebroussement des anciens plis hercyniens, et où s'étaient produits les mouvements verticaux récents les plus marqués. Glangeaud a pu suivre pas à pas les failles de la Limagne et établir que les bouches volcaniques sont exactement situées sur leur parcours [15].

D'une manière générale, l'essai même le plus grossier d'une carte de la répartition des volcans montre d'une façon frappante la coïn-

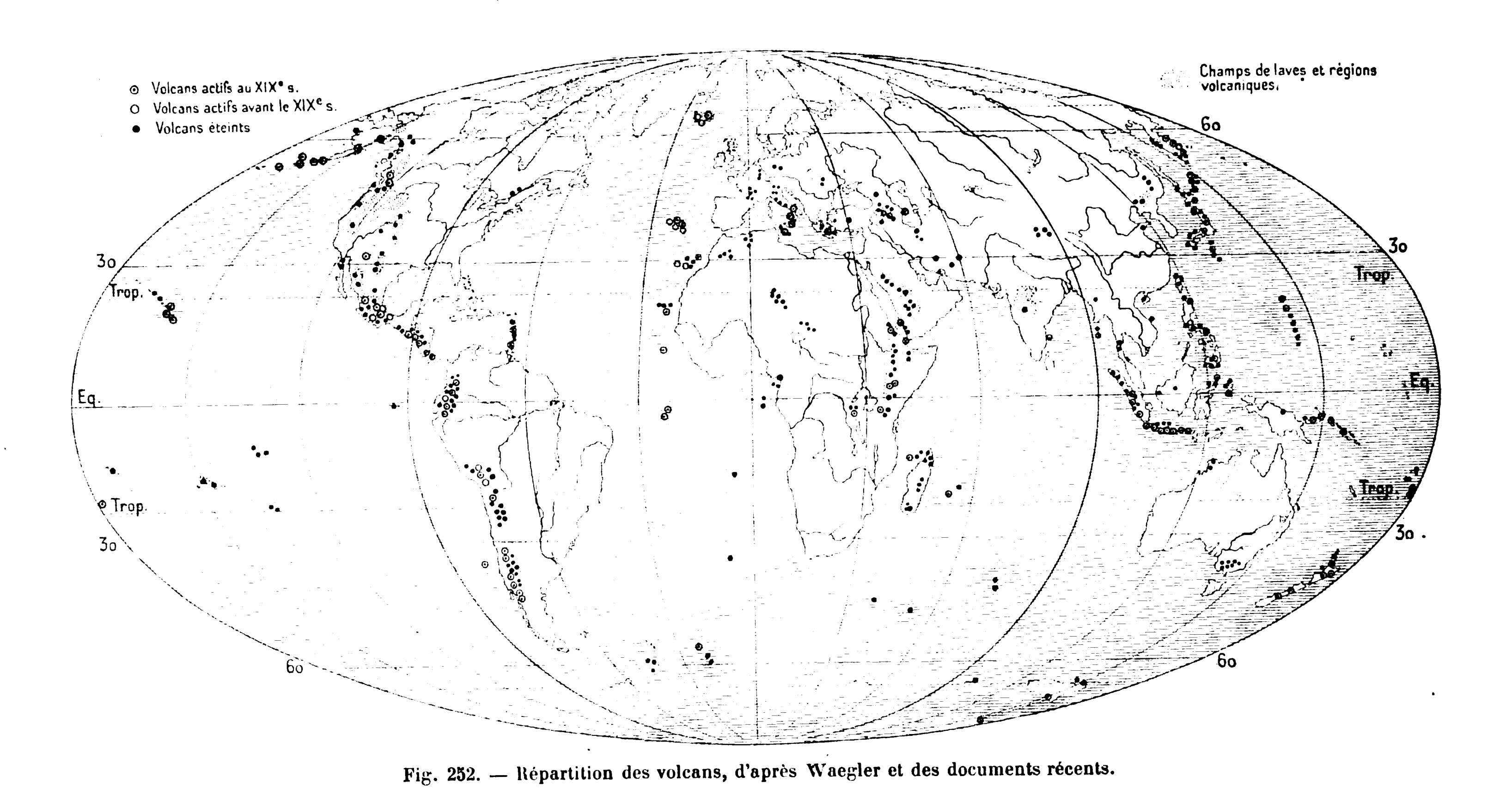


Fig. 252. — Répartition des volcans, d'après Waegler et des documents récents.

cidence des aires de volcanisme avec les zones de plissements récents, et les champs de fractures tertiaires ou quaternaires.

L'image présentée par notre figure 252 est forcément incomplète, car l'activité éruptive n'est pas limitée aux continents. Il y a au fond des océans des volcans en formation que nous ne pouvons connaître, mais que nous font soupçonner les dépôts des grandes profondeurs et les brusques inégalités révélées par les sondages. La plus grande partie des archipels des océans Indien et Pacifique, avec leurs hauts fonds garnis de coraux, sont probablement des assemblages de cônes volcaniques.

On notera d'abord que, des deux hémisphères, c'est le plus continental, c'est-à-dire le plus inégal comme relief, qui paraît le plus volcanique. Si l'on compare les deux groupes de continents, on n'observe pas de différence notable : par rapport à sa superficie, le Nouveau Monde est aussi riche en volcans que l'Ancien. Mais il est remarquable que l'activité éruptive y est limitée au bord occidental, tandis que dans l'Ancien Monde, elle est surtout concentrée sur le bord oriental. Des deux grands fuseaux océaniques allant d'un pôle à l'autre, c'est donc l'Atlantique qui semble le plus pauvre, le Pacifique le plus riche en volcans. Une ceinture presque ininterrompue de centres éruptifs fait le tour du Grand Océan; mais l'activité volcanique existe partout à l'intérieur de ce vaste bassin. Cette diffusion générale du volcanisme dans tout le Pacifique parait peu favorable à l'hypothèse de son ancienneté et s'accorderait mieux avec la conception d'après laquelle il serait un trait relativement récent de la physionomie du globe. En tous cas on ne peut s'empêcher de remarquer que la ceinture de chaînes montagneuses qui l'entoure, longée par une série de profondes fosses océaniques, est le lieu principal de l'activité éruptive (cf. notre planisphère hypsométrique et bathymétrique hors texte). L'histoire géologique nous apprendrait que ce cercle correspond en partie à une zone de sédimentation active pendant la période secondaire et tertiaire, suivie de plissements énergiques, et en partie à des dislocations tabulaires récentes (cf. chap. VIII).

La même coïncidence explique clairement la répartition du volcanisme autour de l'océan Indien et en Europe. La zone des plissements Alpins, qui traverse diagonalement le continent Eurasiatique et correspond à une zone de sédimentation abondante pendant tout le secondaire et le tertiaire (géosynclinal Alpin) est marquée par une densité remarquable du volcanisme. Si on la suit, avec Neumayr et Suess, jusque dans le Nouveau Monde, on la voit marquée par

une aire de volcanisme intense (Antilles, Mexique et Équateur).

Perpendiculairement à cette ceinture éruptive, on remarque une zone volcanique méridienne, allant depuis l'Arménie jusqu'aux sources du Nil et coïncidant avec la zone de fractures et de fossés tectoniques que nous avons signalée (chap. v, p. 487-88). L'importance de l'activité éruptive à Madagascar et dans les îles voisines, parait en rapport avec des dislocations tabulaires et avec l'existence d'un géosynclinal secondaire.

Sont à peu près exempts de volcanisme les massifs anciens restés stables depuis le primaire (Europe, Asie et Amérique septentrionales, Brésil, Afrique méridionale et Australie occidentale). Tout se passe comme si les continents, tels qu'ils existaient au secondaire, étaient restés exempts de volcanisme; tandis que les géosynclinaux soumis aux plissements tertiaires avaient partout cédé aux poussées éruptives, de même qu'aux efforts orogéniques. Les anciens continents ont eux-mêmes cédé, là où des dislocations tabulaires récentes les ont disloqués ou morcelés (zone de fractures de l'Est Africain, zone d'affaissement récent de l'Atlantique Nord avec l'Islande, etc).

---

1. — Poulett-Scrope. The geology and extinct volcanoes of central France, 2e éd., London, 1858, in-8°, 258 p., 17 pl., 2 cartes.

2*. — Fouqué. Santorin et ses éruptions, Paris, 1879, in-4°, 440 p., 61 pl.

3*. — Lacroix (A.). La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris, 1904, in-4°, 662 p., 30 pl. (cf. *A. d. G.*, 1903, p. 261-268).

4*. — Boule (M.). L'âge des derniers volcans de France, *La G.*, 1906, XIII, p. 177, 275 et 349 (cf. La montagne Pelée et les Volcans d'Auvergne, *ibid.*, 1905, IX, p. 7-26).

5. — Dana. History of changes in Mount Loa craters. *American J. of Sc.*, (3), XXXVI, 1888, p. 81.

6*. — Dutton. The Hawaiian volcanoes. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, IV, 1883, p. 81-219, pl. 4-20.

7. — Thoroddsen. Issland, Grundriss der Geographie und Geologie, *P. M. Erg.*, n° 152, 1905, et n° 153, 1906; carte topograph. et géol.

8*. — Boule (M.). Description géologique du Velay. *Bul. Serv. Carte géol. Fr.*, IV, 1892-93, p. 1-259, 11 pl.

9. — Sartorius von Waltershausen und A. von Lasaulx. Der Aetna, 2 vol. in-8°, 371 et 548 p., 40 pl., Leipzig, 1880.

10*. — Lacroix (A.). L'éruption du Vésuve en 1906. *Rev. gén. des Sc.*, XVII, 1906, p. 881-923 (cf. Glangeaud, *A. d. G.*, 1907, p. 289; bibliographie complète de l'éruption de 1906, *A. d. G.*, XVIe Bibliographie, n° 604, p. 170).

11. — Lacroix (A.). Contribution à l'étude des brèches et des conglomérats volcaniques. *Bul. Soc. géol. Fr.*, (4), VI, 1906, p. 635, 3 pl.

12. — de Stefani (C.). Die Phlegräischen Felder bei Neapel, *P. M. Erg.*, n° 156, 1907.

13. — Vélain (Ch.). Les îles Saint-Paul et Amsterdam. *A. d. G.*, II, p. 329.

14. — Glangeaud (P.). Des divers modes de l'activité volcanique dans la chaîne des Puys. *CR. Ac. Sc.*, 1907, CXLIV, p. 403-405 (cf. Long excursion to Auvergne, *Pr. Geol. Assoc.*, XVII, 1902).

15. — Glangeaud (P.). Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme, 1re partie, Limagne. Chaîne de la Sioule. *Bul. Carte géol. de Fr.*, XIX, 1909, p. 199-378, 3 pl.

16. — Michel-Lévy, Massif du Mont Dore, chaîne des Puys et Limagne. *Guide Congr. géol. internat.*, 1900.

17. — Boule (M.). Le Cantal miocène. *Bul. Serv. carte géol. Fr.*, VIII, 1896-97, p. 213-247 (cf. Les volcans de la France centrale. *Guide Congr. géol.*, 1900).

18. — Russell (I.). Volcanoes of North America, New York, 1904, in-8°, 328 p.

19. — Diller (J.). Mount Shasta a typical volcanoe. *Nat. G. Monographs*, I, 8, 1895, p. 237-268.

20. — Abich (H.). Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. 2 vol. in 8° et atlas in f°, Wien, 1887.

21. — Reyer (E.). Die Euganeen, Bau und Geschichte eines Vulkans, 1877, in-8°.

22. — Philippson (A.). Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. *Verh. XIVten D. G. tages*, 1903, p. 192-205.

23*. — Gilbert (G. K.). Report on the geology of the Henry Moutains. *U. S. Geol. Surv. of the Rocky moutains*, 1877 (cf. Holmes. Report on the geology of the NW. portion of the Elk Range. *Hayden VIII An. Rep. U. S. Surv. of the territories* for 1874-76).

23. — Waegler (C. W.). Die geographische Verbreitung der Vulkane. *Diss. Leipzig*, 1901, carte 1 : 31 000 000.

24. — Geikie (Arch.). The ancient volcanoes of Great Britain, London, 1897, 2 vol. in-8°, xxiv + 478 et xvi + 492 p. (résumé : Boule, *A. d. G.*, 1898, p. 83-87).

25. — Sapper. Ueber Gebirgsbau und Boden des N. Mittelamerika. *P. M. Erg.*, n° 127, 1899.

26. — Guide géologique au Mexique. *Xe Congrès géologique internat.*, 1906. Ordonez, Le Jorullo; Flores, Le Nevado de Toluca; Waitz, Le volcan de Colima.

27. — Verbeek et Fennema. Description géologique de Java et Madoura, 2 vol. in-8°, avec Atlas, Amsterdam, 1896.

28. — Verbeek (R. M.). Krakatau, Batavia, 1886, in-8°, 564 p.

29*. — Reck (H.) Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll im zentral Island. *Abh. K. Pr. Ak. Wiss.*, 1910, 97 p., 8 pl.

CARTES A CONSULTER

Appareils à cratères. — *France, 80 000* : 166 Clermont NW. et SW.

Italie, 100 000. — 184 Napoli, 185 Salerno, 150 Roma, 147 Viterbo, 143 Bracciano.

Il Vesuvio, 1 : 25 000, 1 feuille (courbes, estompage).

Monte Vesuvio, 1 : 10 000, 6 feuilles (courbes, équidist. 5 et 10 m.).

États-Unis, 125 000 : Washington : Mount Adams.

États-Unis, 62 500 : Shasta Special map.

Appareils à laves acides. — *France 80 000* : 186 Le Puy NE. et SE.

Cratères-lacs. — *France 80 000* : 186 Le Puy SW.

Italie, 100 000 : 136 Toscanella, 137 Viterbo, 143 Bracciano, 184 Napoli, 150 Roma.



Italie, 500 000 : Roma.
États-Unis, 62 500 : Oregon : Crater-lake special map.

Volcans éteints, plus ou moins démantelés. — *France, 80 000* : 166 Clermont SW., 165 Ussel SE., 175 Brioude NE. et NW., 174 Mauriac NE., 184 Aurillac NE. et SE., 175 Brioude SW., 185 St-Flour NW.
Allemagne, 100 000 : 644 Freiburg i. Brisgau, 482 Mayen.
Italie, 100 000 : 64 Rovigo, 50 Padova, 137 Viterbo, 136 Toscanella.

Champs de laves avec cônes. — *France, 80 000* : 186 Le Puy SW et NW., 197 Largentière NW.
États-Unis, 125 000 : Yellowstone National park Wyoming, 4 feuilles spéciales.

CHAPITRE VII

ÉVOLUTION DU RELIEF ET DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

L'idée que le relief doit être considéré comme le résultat d'une évolution est une des premières qui aient été mises en lumière au début de cet ouvrage, et nous avons vu que l'expérience topographique suffirait à montrer que cette évolution est principalement le résultat du travail des eaux courantes.

L'étude des régions volcaniques, où les transformations sont plus rapides et plus faciles à saisir, nous a fourni un exemple démonstratif de l'utilité d'une analyse, qui cherche à classer les formes actuelles dans une série se développant suivant un plan conforme aux lois tirées de l'observation. Nous pouvons essayer maintenant de tirer parti des constatations faites en examinant les adaptations de l'érosion à la nature des roches et aux mouvements du sol.

Sans prétendre analyser toutes les combinaisons possibles ou seulement réalisées, nous essayerons de faire comprendre un certain nombre de cas typiques, en citant les exemples les mieux connus des différents stades. Nous commencerons par les cas les plus simples, qui sont ceux où l'érosion travaille dans des couches faiblement et uniformément inclinées. Nous passerons ensuite aux cas où le modelé se poursuit aux dépens de couches disloquées. Enfin nous examinerons quelques exemples d'anciennes régions disloquées, complètement aplanies, et livrées de nouveau à l'érosion par des mouvements du sol.

Dans tous les cas, nous chercherons à montrer comment se constitue le réseau hydrographique, témoin des conditions primitives de pente, mais nécessairement adapté à la structure du sous-sol dans lequel il s'enfonce; et nous verrons que ces adaptations sont précisément la clef de toute l'évolution des formes.

Cours d'eau conséquents ou primitifs, collines ou doabs. — L'observation du ruissellement des eaux de pluie sur une plage à marée basse nous offre l'exemple le plus simple de formation du réseau hydrographique. Des rigoles parallèles apparaissent, suivant la pente du sol. Ce sont les cours d'eau *conséquents* de Davis, appelés *primitifs* par De la Noë. Si la mer se retire assez loin et si la pente de la plage est assez forte, des vallées se creusent, découpant le sol émergé en croupes allongées très caractéristiques.

La nature nous offre en grand de nombreux exemples de ces phénomènes. Les plaines côtières sont l'équivalent de notre plage ravinée. Celle des États-Unis s'étend de New-York jusqu'à la Floride sur une distance de près de 2000 kilomètres. Le recul de la mer depuis le tertiaire récent a successivement laissé à jour une frange de plus en plus large du littoral et la formation de la plaine côtière continue, grâce aux apports des rivières et des courants marins, comme en témoignent les lagunes et les marais vaseux de la Virginie et de la Caroline. Il serait aisé de trouver ailleurs de nombreux exemples du même cas. En France, le littoral du golfe du Lion, des Pyrénées au Rhône, est une plaine littorale en formation. Il en est de même d'une partie des Pays-Bas, de la côte orientale de l'Inde, etc.

La topographie de ces plaines est aussi imprécise que leur réseau hydrographique. Elle se dessine à partir du moment où la pente du sol est supérieure au profil d'équilibre des cours d'eau, qui sont amenés à creuser leurs vallées. La formation des dos de terrain allongés remarqués sur la plage s'observe dans toute la zone tertiaire molassique d'Aquitaine. Elle est frappante notamment dans l'Armagnac (fig. 252 bis). Il en est de même en Valachie, où les couches gréso-argileuses du tertiaire récent sont découpées par un grand nombre de cours d'eau conséquents à peu près parallèles [9].

On a cherché à trouver un nom commun pour les croupes allongées caractéristiques de ces régions. La généralisation d'un nom local a paru préférable à l'invention d'un nom compliqué. Davis [2] a proposé le nom de *doab* appliqué dans l'Inde à des croupes de ce genre. Penck [4] celui de *Riedel*, usité en Bavière pour désigner les coteaux de molasse tertiaire. Nous pouvons nous servir du mot français de *colline*, dont le sens imprécis convient à cette forme de relief peu différenciée. On verra plus loin quel sens beaucoup plus net a le mot de *côte*.

Quand le creusement des vallées conséquentes est assez accentué, les formes se compliquent. Des affluents se greffent sur les cours

primitifs et morcellent les coteaux, qui peuvent prendre l'aspect de petites montagnes (Haute-Valachie). Les vallées voisines inégalement creusées entrent en lutte et des captures se produisent. La rivière la moins vigoureuse est *décapitée* et le bassin de la rivière conquérante s'élargit vers l'amont (fig. 252 bis). Lorsque cette évolution s'est poursuivie assez longtemps, la disposition du réseau hydrographique diffère complètement de celle qu'on observait au début. Au lieu de nombreuses rigoles de drainage parallèles, on a deux ou trois rivières maîtresses, à large vallée, avec une ramure d'affluents comparable aux branches d'un arbre. Cette disposition est frappante en Aquitaine [Fabre 5], dans les collines tertiaires de Bavière, dans les collines de Valachie et de Moldavie [6]. Le relief très morcelé ne se prête pas en général dans de pareilles régions à l'agglomération de la population. Elle se disperse en une multitude de *bordes* dans les coteaux de l'Armagnac, les villes s'établissant dans les vallées maîtresses, qui sont les seules voies de communication naturelles.

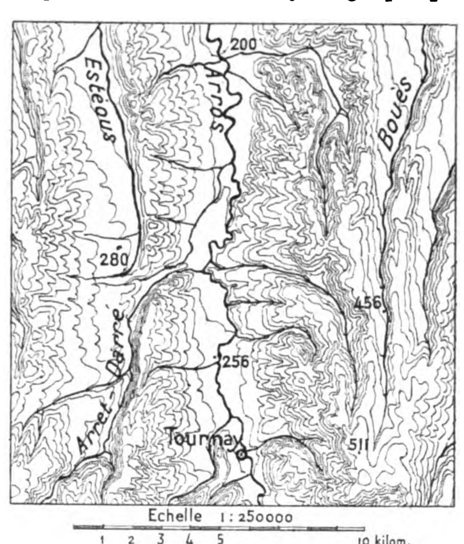


Fig. 252 bis. — Collines de l'Armagnac, d'après la carte de France au 1 : 200 000.
Exemples de captures, tendant à la concentration du drainage.

Cours d'eau subséquents, côtes et buttes-témoins. — L'évolution que nous venons de décrire suppose que les couches sédimentaires attaquées par l'érosion sont d'une consistance assez uniforme. Les choses se passent autrement dans le cas où les vallées ont à se creuser dans une série de couches plus ou moins perméables, et plus ou moins résistantes. Une sélection s'établit assez vite entre les affluents des cours d'eau conséquents. Ceux dont le tracé coïncide plus ou moins exactement avec la limite de deux formations inégalement résistantes, prennent l'avantage en affouillant la couche la plus tendre. Nous savons que dans ce cas se forme une vallée *dissymétrique* au point de vue topographique, *monoclinale* au point de vue géologique (ch. iv, p. 473). Pour mieux marquer sa place dans

l'évolution des formes on peut l'appeler *subséquente*, suivant l'expression proposée par JUKES dans son étude de l'Irlande, et devenu classique grâce à DAVIS [2].

La figure 253 montre schématiquement la naissance des vallées subséquentes et leur rapport avec les vallées conséquentes. On voit que les vallées subséquentes tributaires des cours d'eau conséquents voisins sont drainées par des rivières coulant en sens contraire, qui tendent à abaisser rapidement le seuil de partage des eaux dans la zone des roches tendres. Des captures peuvent se produire. Le

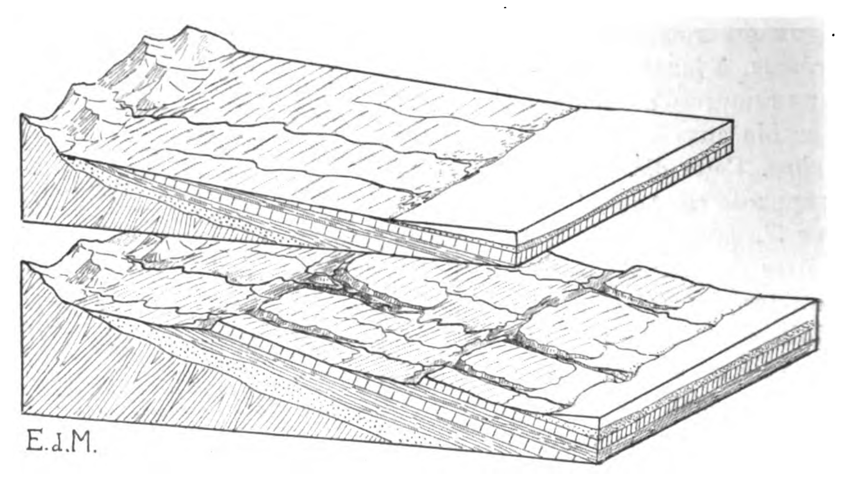


Fig. 253. — Schéma de la formation des dépressions subséquentes et des côtes.

résultat est la formation d'une *dépression subséquente* suivant le contact des couches.

On voit aussi que les croupes séparant les vallées conséquentes diffèrent des *collines* ou *doabs*. Ce sont des hauteurs dissymétriques, en pente douce vers l'aval, et formant vers l'amont un abrupt très net. Un nom commun doit être cherché pour cette forme de relief très caractéristique. DAVIS [2] a proposé celui de *cuesta*, tiré de la nomenclature topographique du Mexique. Nous pouvons employer le mot français de *côte*, appliqué dans le bassin parisien aux hauteurs concentriques de ce genre, signalées depuis longtemps par Élie de BEAUMONT [7].

Les côtes s'élevant progressivement d'une dépression subséquente à l'autre, les rivières conséquentes les traversent en des vallées relativement étroites. Ces percées, qui ont souvent étonné les anciens auteurs, sont un fait absolument normal.



Cliché communiqué par M. Gallois.

A. — LES CÔTES DE MOSELLE AU SUD DE NANCY, VUES DE LA CÔTE DE THÉLOD.

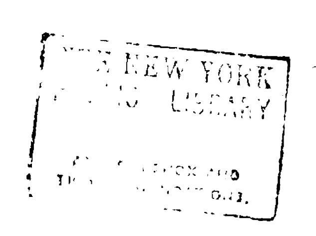
La percée *conséquente* de la Moselle à Pont-Saint-Vincent est signalée par la fumée des usines de Maisons-Neuves. Le pied de la *côte* est marqué par une série de villages : Maizières (visible), plus loin, Pont-Saint-Vincent, Ludres, etc. Des bois occupent le rebord et la surface du plateau (forêt de Haye).



Cliché A. Cholley.

B. — LA MOTTE DE VESOUL, TYPE DE BUTTE-TÉMOIN.

La butte, au pied de laquelle se trouve la ville de Vesoul, apparaît nettement comme un fragment détaché des *Côtes* qui l'entourent en arc de cercle.


NEW YORK
LIBRARY

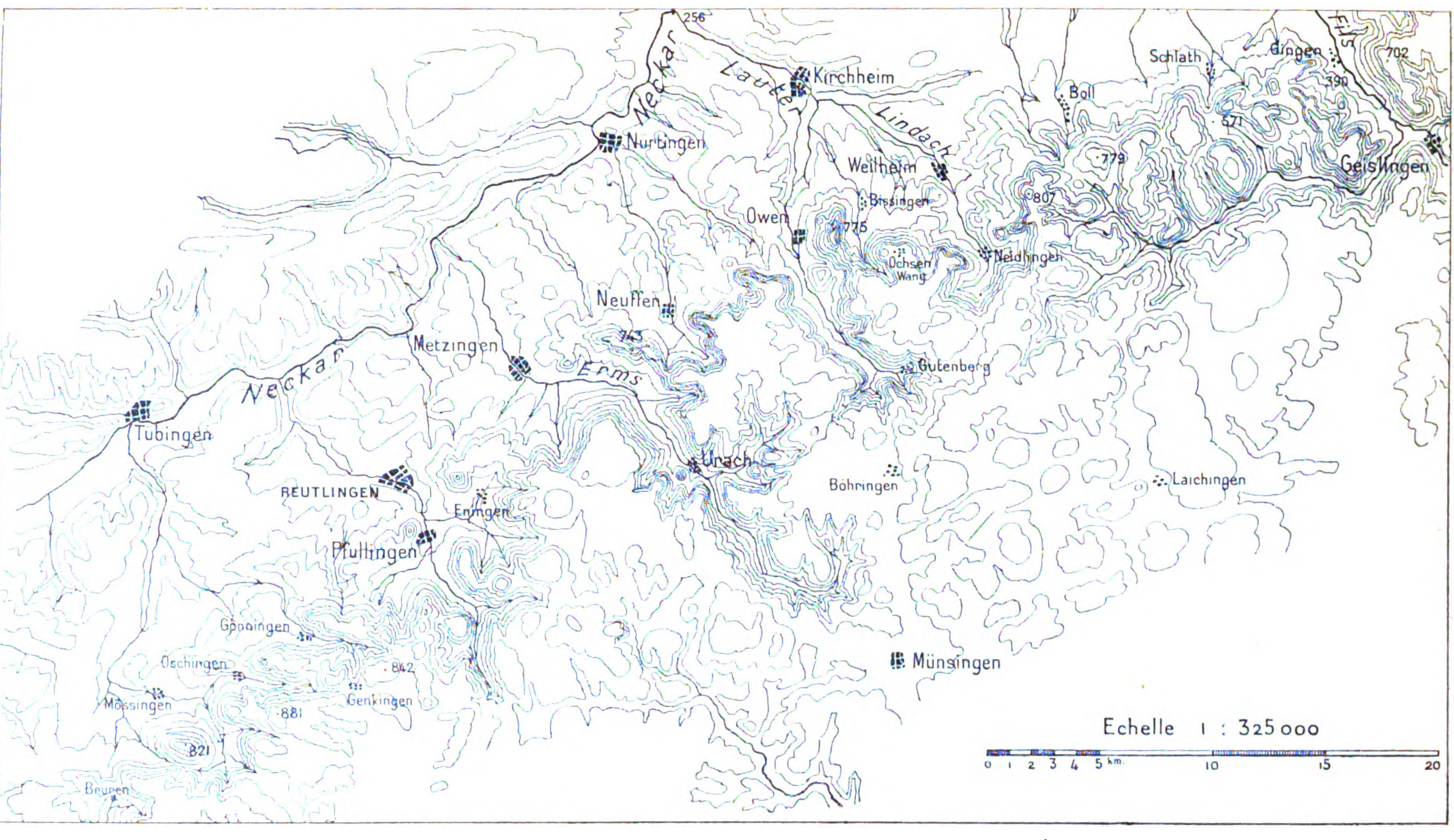


Fig. 254. — La Rauhe Alb, type de côte, d'après la carte d'Allemagne au 1 : 200 000. Équidistance, 50 m.

Les exemples abondent dans la nature de côtes et de dépressions subséquentes. Le plus grandiose qui soit connu par de bonnes cartes topographiques est celui du Jura Souabe dans l'Allemagne du Sud (fig. 254).

Le point le plus haut atteint 1000 mètres près des sources du Danube; le rebord est encore à plus de 800 m. près de Tübingen, où la vallée subséquente du Neckar n'est qu'à 300 mètres. Les pentes inférieures de l'escarpement tourné vers le NW., formées par les couches argilo-gréseuses du Jurassique inférieur, sont couvertes de vignes et jalonnées de gros villages, profitant des sources abondantes; l'escarpement principal formé par les calcaires massifs du Jurassique supérieur est constamment boisé. Le plateau, incliné doucement vers le SE., suivant la pente des couches, est un pays de karst, sans eaux courantes, criblé de dolines, couvert de neige pendant plusieurs mois, battu par des vents furieux, où les habitations et les cultures se réfugient dans les vallées sèches; il mérite son nom de *Rauhe Alb*. L'aspect montagneux du rebord de la côte est augmenté par le travail vigoureux de l'érosion, qui le découpe en promontoires ou en buttes témoins, sièges de burgs féodaux.

Dépression périphérique. — Parmi les dépressions subséquentes, il en est une généralement plus importante que les autres, c'est celle qui se forme au contact des couches sédimentaires inclinées régulièrement et du continent ancien qu'elles recouvrent. Nous l'appelons *dépression subséquente périphérique.*

Un exemple typique en est fourni par le rebord du Morvan [E. de M., 9], massif ancien formé de roches granito-gneissiques, qui s'abaisse lentement vers le Nord. C'est la riche zone de l'Auxois et du Bazois, région d'herbage et de cultures rémunératrices, qui surprend agréablement soit qu'on vienne du Nord ou du Sud, des plateaux calcaires dénudés de l'Auxerrois, ou des solitudes boisées du Haut Morvan. Un cercle continu de côtes calcaires la domine partout, couronnées de grands bois, tandis que les vignobles s'étalent au pied des versants exposés au Sud et que les villages se groupent au niveau d'eau formé par les marnes du Lias. Les rivières descendant du Morvan et s'écoulant vers le Nord (Cure, Serein, etc.), percent le rempart des côtes par des brèches relativement étroites. Des buttes témoins sont semées comme des avant-postes des plateaux calcaires, véritables forteresses naturelles souvent choisies comme sièges d'établissements humains. Alésia s'élevait sur une de ces collines isolées, au flanc de laquelle s'étale encore le village d'Alise-Sainte-Reine; la petite ville de Vézelay se groupe autour d'une merveilleuse église, dernier vestige de sa grandeur passée, perchée au sommet d'une butte presque entièrement détachée du plateau oolithique.

Presque tous les anciens massifs de la zone hercynienne européenne sont entourés plus ou moins complètement comme le Morvan par une *dépression périphérique*. A l'extrémité Sud de la Forêt Noire, la dépression est particulièrement nette et porte un nom régional. C'est la plaine de *Baar*, dominée par les plus hauts sommets de la Rauhe Alb. Au S. de l'Ardenne s'étend une dépression de même origine. Dans l'Ardèche la zone du lias forme un couloir fertile et peuplé entre les pentes abruptes des Cévennes et les plateaux calcaires des Gras. Tout autour de la Montagne Noire on suit, de Castres à Castelnaudary, une dépression périphérique typique, dominée par les *côtes* de Saint-Félix et de Fanjeaux, et qui, d'après Blayac [13], a été un lieu de captures.

Dans le S. des États-Unis nous retrouvons la même structure à l'extrémité de l'ancien continent Appalachien, qui se termine vers le Sud en une plaine uniforme, comme le Morvan septentrional. Une ligne de coteaux calcaires, couronnés de forêts de pins et percés par des vallées relativement étroites, s'étale en arc de cercle, dominant partout le massif ancien. A ses piéds apparaît une large dépression périphérique développée sur les marnes crétacées. Elle est connue sous le nom de *Black prairie*. C'est en effet une contrée ouverte, au sol noir, compact, très imperméable, sillonnée de ruisseaux innombrables au cours paresseux qui débordent fréquemment après les pluies; jadis immense prairie, maintenant vaste champ de coton. Là en effet sont les meilleures terres à coton, les célèbres *black soils*; les villes se pressent le long de cette dépression d'un parcours facile et d'une fertilité merveilleuse : Columbus, Montgomery, Selma, Tuscaloosa.

Évolution vers la maturité. Exemples de captures. — L'évolution d'une plaine côtière à structure géologique différenciée tend, comme celle des plaines ordinaires, vers l'unification du drainage. La figure 255 montre comment une rivière maîtresse peut arriver, par une série de captures successives, à rattacher à elle presque tous les cours d'eau subséquents. Le résultat est la formation d'un réseau hydrographique, différent de celui qui caractérise les régions de collines par l'orientation des affluents, généralement plus ou moins perpendiculaires à la direction moyenne de l'artère conséquente.

En outre, on voit que les cours d'eau conséquents décapités ne traversent plus les côtes. A la place de leur percée, on trouve un col, qui peut garder des alluvions anciennes à un niveau très supérieur aux thalwegs principaux, creusés plus bas depuis la capture. L'écoulement des eaux se fait depuis le col vers la rivière subséquente en sens inverse de la pente des couches (cours d'eau *obséquent* de Davis).

La région parisienne abonde en exemples de ces phénomènes. Nous avons déjà signalé celui de l'Aire. Davis a attiré surtout l'attention sur les captures du Grand-Morin et de la Meuse [2]. Nous

insisterons sur cette dernière, pour montrer comment les faits topographiques et géologiques permettent de reconnaître avec une évidence parfaite un épisode intéressant de l'évolution du relief.

La présence de cailloutis vosgiens dans la vallée de la Meuse avait déjà induit le géologue Buvignier à admettre une ancienne extension du bassin de cette rivière vers l'Est. Le seul examen de la topographie des environs de Toul conduisit Davis aux mêmes conclusions. La vallée sèche, qui

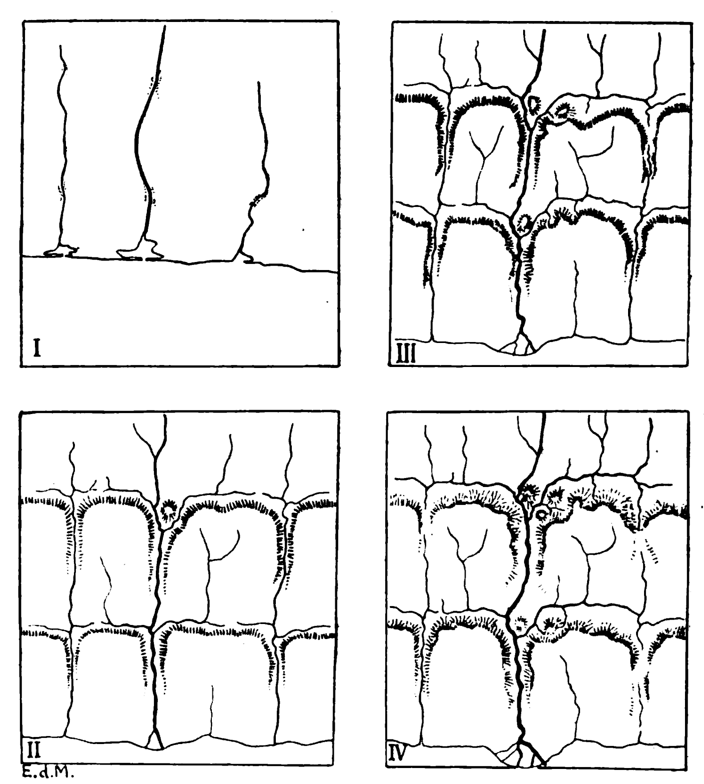


Fig. 255. — Évolution vers la concentration du drainage par captures successives.

s'ouvre vers l'Ouest aux portes de Toul à travers le Plateau de Haye, ne peut être en effet expliquée que comme la trace du passage d'une rivière importante. De vigoureux méandres sont encore visibles, avec les rives concaves attaquées et les lobes déprimés des rives convexes (fig. 256). Les alluvions du fond de la vallée, si elles sont au-dessus du thalweg actuel de la Moselle [12], se raccordent avec ses terrasses d'alluvions anciennes [11]. Le mouvement d'affaissement du niveau de base, qui a entraîné la Meurthe vers le Rhin, lui a permis de creuser assez sa vallée pour qu'un affluent vînt capter la Moselle à l'entrée du Val de l'Ane. L'approfondissement du thalweg, qui en est résulté, a atteint une cinquantaine de mètres. Les buttes-témoins qui entourent Toul témoignent de la lutte qui s'est livrée là entre

les cours d'eau, et de l'érosion puissante exercée sur le bord de la côte oolithique. Des forts les couronnent, gardant l'ancien passage fluvial qui est devenu une voie de premier ordre, suivie à la fois par la route de Paris, le chemin de fer et le canal de l'Est.

Divers faits morphologiques sont en rapport avec les captures répétées et avec la concentration du drainage. Les buttes-témoins se multiplient en avant des côtés. Le Rauhe Alb en offre un bel exemple (fig. 254), mais les

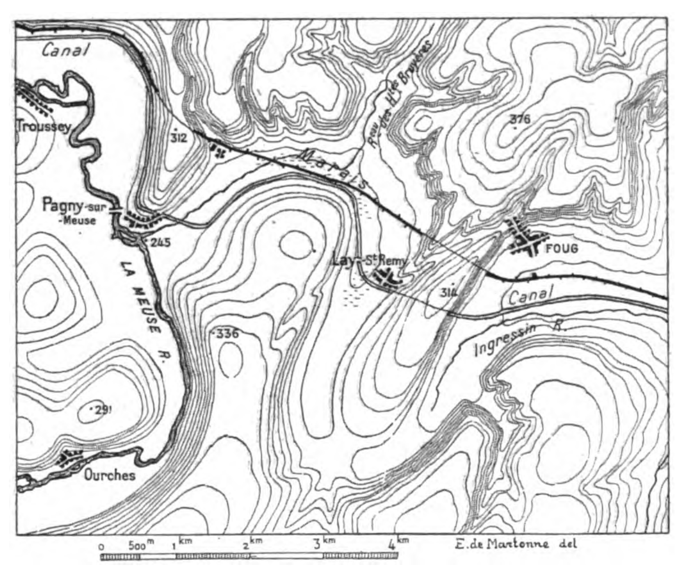


Fig. 256. — Topographie du Val de l'Ane, ancienne province de la Meurthe-Meuse; d'après la carte d'État-Major au 1 : 80 000, et la photographie du relief publiée dans *Les formes du terrain.*

Remarquer la dissymétrie des lobes de rive convexe, encore très sensible, notamment dans le coteau entre Foug et Lay-Saint-Rémy. Ce détail ne permet aucun doute sur le sens de l'écoulement de la rivière qui dessinait ces méandres.

côtes lorraines méritent d'être étudiées également à ce point de vue. La butte de Vaudémont (fig. 257) est un type remarquable de ces forteresses naturelles, souvent devenues des sanctuaires, où la basilique a succédé au temple païen. La Montagne de Laon, la Montagne de Reims sont aussi des buttes-témoins dont le rôle anthropogéographique n'a pas besoin d'être longuement expliqué.

En même temps que se multiplient les buttes-témoins, les côtes perdent leur continuité et leur allure abrupte, en s'écartant du thalweg subséquent.

L'allure festonnée des côtes, l'abondance des buttes-témoins, l'élargissement des percées conséquentes, qui prennent la forme d'entonnoirs s'ouvrant sur les dépressions subséquentes, telles sont les caractéristiques d'une évolution poussée jusqu'à la maturité. Ce sont

précisément les traits dont nous avons trouvé maints exemples dans le bassin parisien.

Le développement peut être encore poussé plus loin et la région réduite à l'état de pénéplaine. Ce résultat sera atteint par un élargissement continu des dépressions subséquentes et des percées conséquentes, faisant reculer de plus en plus les côtes et les réduisant à des buttes-témoins de plus en plus effacées. C'est à peu près l'état

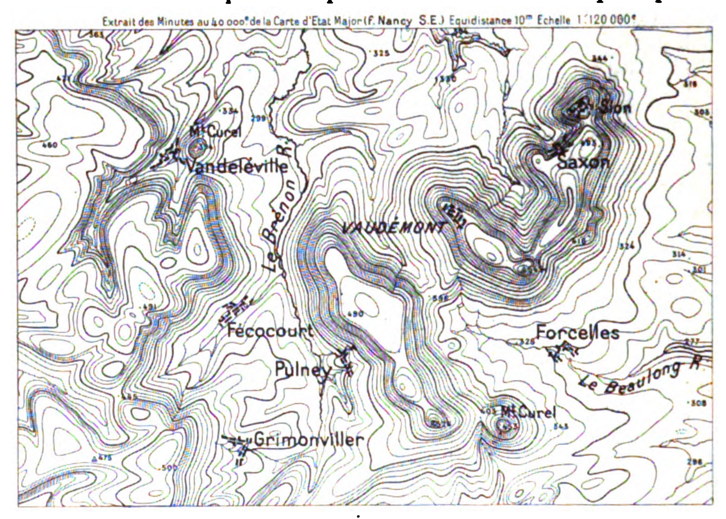


Fig. 257. — La butte de Vaudémont, type de butte-témoin détachée d'une côte.
La butte est elle-même décomposée en plusieurs buttes par le développement des vallées. Le rebord de la côte est encore déchiqueté et plusieurs buttes se préparent entre Vandeléville et Grimonviller. Noter la position forte de Vaudémont et de Sion.

dans lequel se trouve une partie de l'Alabama aux États-Unis. L'influence des affleurements de couches différentes n'est plus guère sensible dans le relief et se traduit surtout par la végétation et les cultures.

Élargissement du schéma de plaine côtière. Complications. — C'est à W. M. Davis [2] qu'est due la théorie de l'évolution des formes et du réseau hydrographique dans les plaines côtières à structure différenciée. Ce schéma permet, comme on le voit, de grouper en série évolutive un grand nombre de formes, dont quelques-unes nous étaient déjà connues et mérite d'être conservé, à condition toutefois de ne pas dissimuler les complications de la réalité.

On ne doit pas croire que toutes les régions où nous avons signalé des formes rentrant dans la série dérivée de la plaine côtière aient une histoire aussi simple. Vallées subséquentes et consé-

quentes, côtes festonnées avec buttes-témoins, peuvent se développer partout où existe entre la pente générale et celle des couches les mêmes relations que dans une plaine côtière, c'est-à-dire partout où la structure du sous-sol offre des couches de résistance différente, inclinées régulièrement et dans le même sens que la surface générale, mais avec une pente plus forte que cette surface. Dans la plaine côtière type, le niveau de base est formé par la mer qui a déposé les couches entaillées par l'érosion et qui se retire progressivement. Très souvent le niveau de base est simplement formé par une dépression continentale peu élevée recueillant naturellement les eaux de la région à structure monoclinale inclinée vers elle. La plupart des exemples que nous avons cités, notamment les plateaux entourant le Morvan, la région des côtes lorraines répondent à ce cas.

On conçoit facilement que, dans ces conditions, on puisse se trouver en présence de complications que le schéma ne fait pas prévoir. La position relative du niveau de base peut changer et, au lieu d'avoir à faire à une série de formes développées en un seul cycle d'érosion, comme le représente le schéma, on peut avoir à envisager les résultats de plusieurs cycles. La structure peut être elle-même modifiée par des mouvements du sol, changeant le sens de l'écoulement.

Quelques exemples feront comprendre la variété des combinaisons qui peuvent se produire.

Bassin parisien oriental, Bassin de Souabe et Franconie. — Les diagrammes que nous avons analysés (fig. 253 et 255) représentent une structure où l'inclinaison est uniforme et toujours de même sens; d'où une disposition en zones rectilignes des dépressions subséquentes et des côtes. Le cas le plus fréquent, au moins dans l'Europe centrale et occidentale, n'est pas celui-là. Les couches peuvent être inclinées périphériquement autour d'un massif ancien, ou plonger concentriquement vers le fond d'une cuvette. La première structure, analogue à celle d'un dôme très surbaissé, s'observe autour du Morvan, de même qu'en Angleterre autour du Pays de Galles; elle se traduit par des côtes en arcs concentriques, faisant face au massif ancien, et un réseau hydrographique divergent. C'est dans ce cas qu'on observe la *dépression périphérique*, dont nous avons déjà parlé.

La structure en cuvette est au contraire caractéristique du Bassin parisien oriental. Elle se traduit par des côtes concentriques aussi, mais tournant le dos au centre, vers lequel convergent les rivières conséquentes. Cette disposition avait déjà été parfaitement reconnue par Élie de Baumont [7].

L'examen détaillé des formes et du réseau hydrographique montre en outre que l'évolution a dû comporter plusieurs cycles d'érosion et a été influencée par des mouvements du sol.

Les dépressions subséquentes établies sur les niveaux argilomarneux

sont remarquables par leur topographie sénile et l'abondance des étangs (Wœvre, Saulnois, Xaintois, Champagne humide); mais elles ne sont pas toujours suivies par les rivières capables d'expliquer leur formation. La Meuse, la Moselle entaillent le bord des côtes qu'on s'attendrait à les voir longer, en isolant des chapelets de buttes-témoins très étendues. On ne peut expliquer cette disposition qu'en admettant l'enfoncement rapide sur

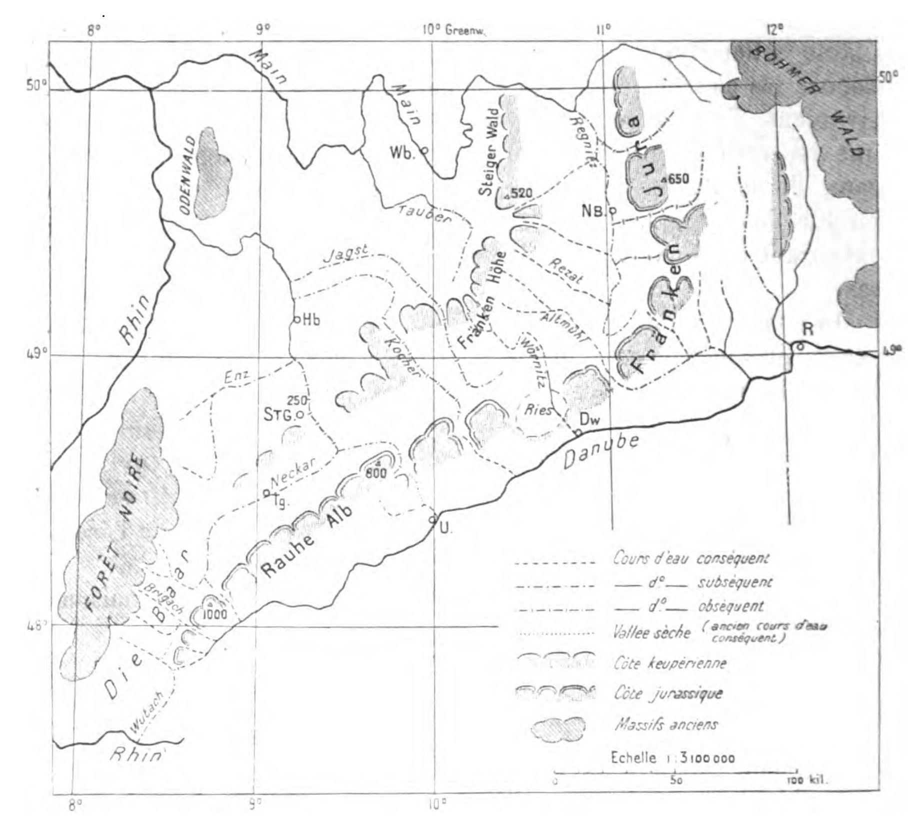


Fig. 258. — Carte schématique de la région franco-souabe.

STG., Stuttgart; U. Ulm; Dw., Donauwörth; R, Ratisbonne; NB., Nuremberg; Wb., Würzbourg; Hb. Heilbronn.

La pente des couches est en général vers l'Est et le SE. Les captures les plus évidentes sont celles de la région de la Baar (haut Neckar et haute Wutach anciens tributaires du Danube); elles sont confirmées géologiquement par des alluvions anciennes originaires de la Forêt Noire sur les cols aux coudes de capture.

place des rivières coulant jadis sur une surface très différente de la surface actuelle, alors que les rivières subséquentes suivaient le contact de couches de consistance différente, totalement enlevées dans la suite.

Tout semble indiquer en effet que la plus grande partie du Bassin parisien avait été réduite à l'état de pénéplaine à la fin du tertiaire (BRIQUET, 13). Il est possible que les cours d'eau aient gardé l'emplacement acquis au cours du cycle qui a abouti à la formation de cette pénéplaine, et l'on conçoit que

l'adaptation à la structure du sous-sol, dans lequel l'érosion du nouveau cycle a enfoncé les thalwegs, ait pu n'être pas partout parfaite.

La disposition générale du réseau hydrographique milite encore en faveur de cette hypothèse. La convergence des rivières conséquentes vers le fond de la cuvette parisienne n'est pas aussi marquée qu'on serait en droit de s'y attendre. En réalité le drainage subséquent l'emporte sur le drainage conséquent. Tout le drainage du plateau lorrain échappe même à l'attraction de Paris : la Meuse et la Moselle filent vers le Nord, même au prix du creusement de profondes gorges dans un massif ancien de roches très dures. Le cours de ces rivières n'a pu s'établir ainsi qu'à une époque où le massif Ardennais était plus bas que le plateau lorrain (voir plus loin p. 580).

L'Allemagne du Sud présente une région de côtes comparable à la région parisienne orientale et dont l'étude détaillée serait aussi intéressante. Une double ligne de côtes, formées par les couches résistantes, s'y déploie, atteignant ses points les plus hauts au voisinage des massifs anciens où le soulèvement a été plus fort (Rauhe Alb près de la Forêt Noire, Frankenhöhe près du Bœhmerwald, fig. 258). Leur forme en S indique que la structure se rapproche de la structure en cuvette au SW. tandis que au NE. on a affaire à un dôme. La disposition du réseau hydrographique est encore plus singulière que dans le Bassin parisien. Le drainage est dominé, non par les cours d'eau conséquents relativement peu nombreux, mais par les cours d'eau subséquents, et surtout par les cours d'eau obséquents coulant en sens inverse de la pente des couches. Il est évident que des mouvements du sol ont dû renverser le sens de l'écoulement. On peut invoquer particulièrement l'affaissement de la plaine Rhénane qui a donné l'avantage aux affluents du Rhin en leur assurant un niveau de base plus déprimé (Penck, 14). Mais il semble qu'il faille aussi tenir compte d'un soulèvement récent de la région attesté par les alluvions anciennes pliocènes [Scheu, 15].

Quoi qu'il en soit, le réseau hydrographique s'est trouvé disloqué par un grand nombre de captures évidentes (fig. 258) laissant des passages faciles à travers les côtes, par où s'insinuent routes, chemins de fers ou même canaux. C'est en grande partie à cette circonstance que la région doit d'être, malgré l'âpreté de ses plateaux calcaires élevés, une région commerciale par excellence.

Adaptations à une structure ondulée. Bray. Boulonnais Weald. — On voit que l'étude de cas concrets met toujours en présence de complications dues à la structure et aux mouvements du sol. Il arrive souvent qu'au lieu de prendre la forme de vastes cuvettes ou de larges dômes surbaissés, les couches sont affectées de larges ondulations ressemblant à des plis à peine sensibles. Dans ce cas l'évolution aura quelques-uns des caractères des régions à plis lâches.

A la surface d'un bombement allongé, on verra se former d'abord des cours d'eau conséquents, coulant en sens contraire sur les deux versants; puis des cours d'eau subséquents, établis de préférence au contact des couches de consistance différente. Bientôt se dessineront

des côtes, dont l'orientation sera celle du bombement. Si l'évolution continue, on les verra former une sorte de boutonnière, à l'intérieur de laquelle affleureront les terrains les plus anciens. Les cours d'eau subséquents prendront de plus en plus d'importance et finiront par devenir les artères maîtresses du drainage. C'est ce qu'on observe dans le pays de Bray (fig. 259).

Cette petite région, si bien décrite par A. de Lapparent [16], apparaît nettement sur une carte d'échelle moyenne comme une sorte de boutonnière allongée. Une corniche continue, formée par la tranche des bancs de craie, qui s'étalent largement au Nord et au

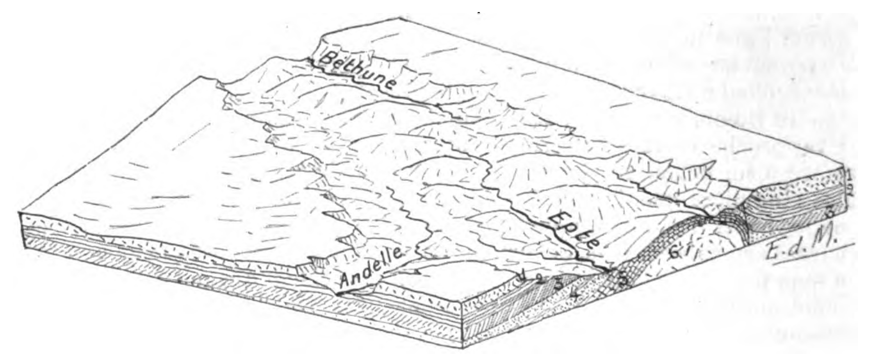


Fig. 259. — Diagramme du Pays de Bray.

1, Craie blanche; 2, Craie marneuse; 3, Gault (Gaize, sables verts); 4, Néocomien (sables et argiles); 5, Portlandien calcaire; 6, Kimméridgien.

Sud, se suit depuis Auneuil jusque près de Neufchâtel au Sud, percée par des rivières conséquentes telles que l'Epte et l'Andelle, parfois découpée en buttes-témoins. Au pied de cette véritable *côte* s'étale, aux yeux surpris du voyageur qui vient de traverser les plateaux crayeux secs et nus, une région mouvementée et verdoyante, où les herbages, les bois et les cultures se mélangent agréablement. Les formations argilo-sableuses du crétacé inférieur et du jurassique supérieur y affleurent, mises à jour par l'érosion, et c'est à elles que sont dues la topographie variée, l'hydrographie abondante et la richesse du sol.

On remarquera que les cours d'eau subséquents (Thérain, Béthune) sont les plus importants, les anciens cours d'eau conséquents (Andelle, Epte) ne drainent plus qu'une petite partie de la région. C'est là l'indice d'une évolution assez complexe. Il est même probable que l'histoire de la région comprend plusieurs cycles d'érosion.

Le *Boulonnais* est une région analogue au Bray (fig. 260). Les mêmes

couches jurassiques y affleurent, créant une topographie mouvementée, un pays de bois et d'herbages, riche en eaux courantes, qui contraste agréablement avec les plateaux crayeux de l'Artois. Une côte continue, formée par la tranche des couches du crétacé supérieur, entoure en arc de cercle la zone jurassique relativement déprimée. Deux faits cependant montrent que

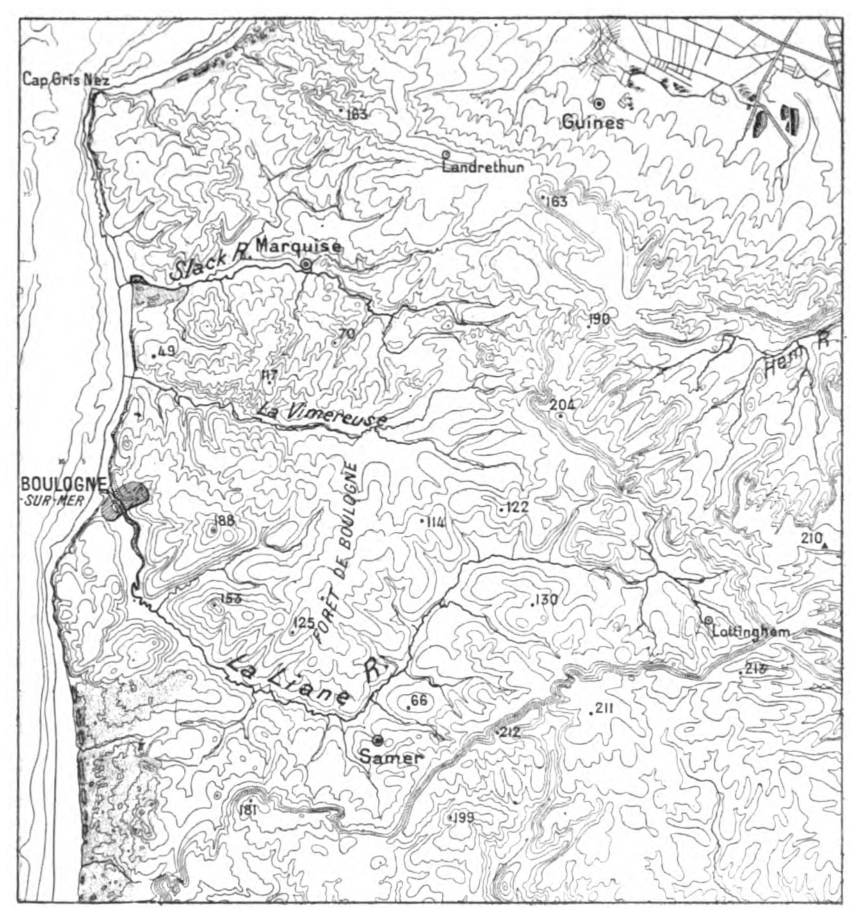


Fig. 260. — Le Boulonnais d'après la carte de France au 1 : 200 000.
Échelle 1 : 300 000; équidistance 20 mètres sur le continent; laisse de basse mer et isobathes de 5, 10 et 20 mètres; dunes en pointillé.

l'histoire de la région est plus compliquée que celle du pays de Bray. Le jurassique n'est pas le terrain le plus ancien mis à jour par l'érosion; à Marquise affleurent des terrains primaires, faisant apparaître sur quelques kilomètres un paysage breton : landes, ajoncs et bruyères, tandis que des puits de mines atteignent la houille à une faible profondeur. En outre, si l'on envisage la disposition du réseau hydrographique, on y reconnaît difficilement un agencement régulier de cours d'eau conséquents et subséquents. L'évolution du relief comprend certainement plusieurs cycles.

Le Boulonnais n'est que l'amorce d'un bombement pareil à celui du pays

de Bray, dont la continuation doit être cherchée de l'autre côté du Pas-de-Calais dans le *Weald*. On aura profit à étudier cette région anglaise en se servant de la carte de France au 1 : 500 000. Le bombement, d'une régularité parfaite, a déterminé la formation de côtes périphériques (*North* et *South Downs*) tranchées en falaises par la mer à Douvres, Folkestone et Beachy Head, comme les côtes du Boulonnais au Gris-Nez et au sud de Boulogne. Entre ces côtes s'étale un pays ondulé, verdoyant et jadis très boisé, où affleurent les couches argilo-sableuses du crétacé inférieur. L'ordonnancement des cours d'eau est d'une régularité frappante; les rivières conséquentes (Arun, Adur, Ouse, Cukmeere vers le Sud, Wey, Mob, Darent, Medway, Stour vers le Nord) sont maîtresses de presque tout le drainage. La Medway et l'Arun sont celles qui ont eu les succès les plus décisifs dans la lutte pour la conquête des vallées subséquentes.

Région parisienne occidentale. — Les bombements du pays de Bray, du Boulonnais et du Weald ne sont que les points les plus saillants d'une série d'ondulations de même direction, qui affectent toute la partie occidentale du bassin parisien. Ces ondulations, de très faible amplitude, ont été particulièrement bien étudiées par Dollfus [18]. Leur trace est encore marquée dans la topographie et dans la disposition du réseau hydrographique. Le parallélisme des cours d'eau picards et normands (Canche, Authie, Somme, Bresle, Béthune) avait frappé Daubrée; il est dû, non à des cassures, comme le croyait ce géologue, mais à des ondulations synclinales et anticlinales, que l'on suit maintenant d'Arras à Orléans et du Havre à Reims.

On conçoit le rôle joué par de pareilles ondulations : les synclinaux sont le premier lieu de rassemblement des eaux; les ondulations transversales, abaissant l'axe des anticlinaux, servent à l'établissement d'artères maîtresses, qui peuvent attirer à elles la plus grande partie du drainage. Quand la maturité est atteinte, c'est-à-dire quand le réseau hydrographique a acquis son développement le plus parfait, les traits du relief diffèrent nettement de ceux d'une région non ondulée. Les côtes sont rarement bien développées, par contre les buttes-témoins sont très nombreuses et alignées suivant la direction des synclinaux. Des plates-formes structurales, formées par la surface des bancs les plus résistants, se développent à des niveaux différents déterminés par le rythme des ondulations.

La région parisienne centrale formée par une série de couches tertiaires très variées : sables, argiles, calcaires et marnes, offre un des plus beaux exemples de cette évolution (fig. 261). La Seine, si l'on fait abstraction des méandres, suit une ondulation très accentuée, qui passe même à une faille vers Rouen. Les buttes sableuses boisées couronnant les plateaux calcaires de l'Ile-de-France s'alignent toutes

d'une manière frappante suivant la même direction NW-SE., qui est celle des ondulations. La raison d'être des régions naturelles si nombreuses, dont la description a été faite par des géographes éminents [8, 18], doit être cherchée dans les mêmes faits. Là où les plis sont le plus accusés, et où l'érosion a pénétré le plus profondément par suite du voisinage d'une grande vallée (Seine ou Marne), on

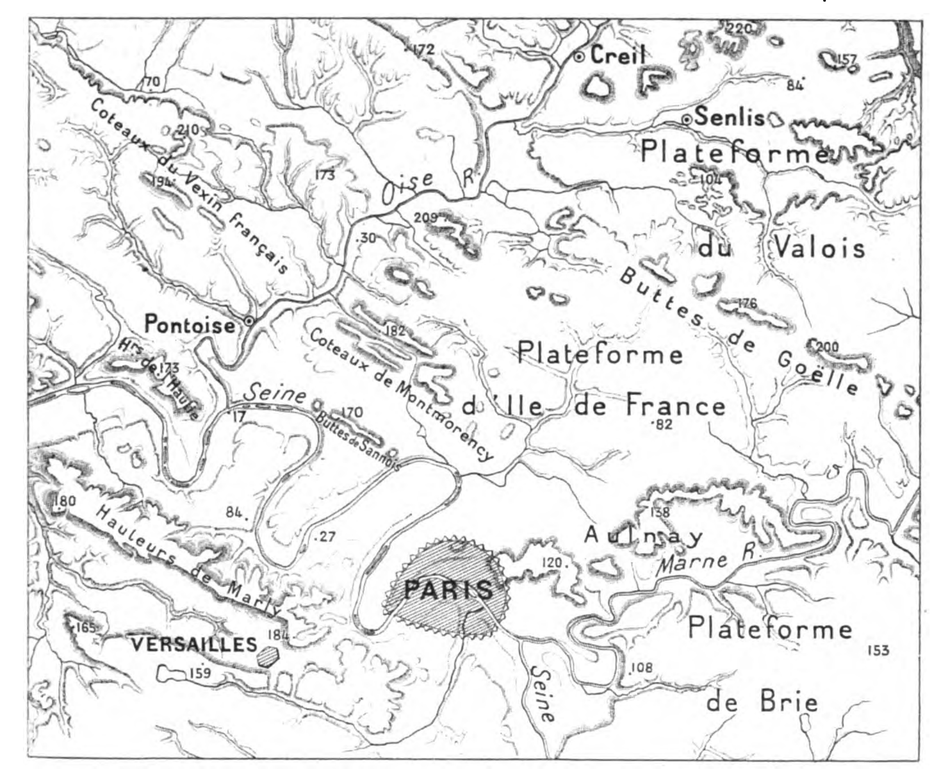


Fig. 261. — La région parisienne, d'après la carte de France au 1 : 500 000.
Plates-formes calcaires, buttes orientées dans le sens des plissements.

trouve une topographie mouvementée et pittoresque; les terrains les plus variés affleurent en bandes étroites, les niveaux d'eau se multiplient avec les sources et les eaux courantes, les bois s'accrochent aux flancs abrupts des coteaux sableux (*Hurepoix*, *Mantois*, *Aulnaye*, partie SW de l'*Ile-de-France*). Là, au contraire, où les plis sont peu accusés ou peu nombreux, se développent de grandes plates-formes sèches formées par les couches calcaires résistantes (*Valois*, *Soissonnais*, *Brie*, *Beauce*). Les vallées, lorsqu'elles sont creusées jusqu'aux couches argilo-sableuses inférieures, forment un contraste

agréable par leur fraîcheur et leurs versants souvent boisés avec les plateaux dénudés, où s'étendent des champs de céréales et de betteraves. La localisation des groupements humains est aussi différente dans ces deux types de pays : d'un côté, les villages s'alignent le long des niveaux d'eau marqués par l'affleurement des couches imperméables au flanc des coteaux; de l'autre, ils se groupent dans les vallées fraîches et riches en eaux, tandis que les plateaux secs ne comptent que quelques agglomérations relativement très espacées.

Anomalies du réseau hydrographique dans les régions faillées. — Si de faibles ondulations des couches suffisent à déterminer des aspects aussi variés; on conçoit que, dans le cas de dislocations véritables, le classement des formes en série évolutive subordonnée au développement du réseau hydrographique devienne singulièrement délicat.

Les dislocations tabulaires ont comme premier résultat de bouleverser les conditions du drainage, ainsi qu'on l'a vu déjà. Dans le cas de failles inverses, les eaux se rassemblent au pied de l'escarpement de faille, en formant des lacs au point où le rejet est le plus considérable. Les fossés encadrés entre deux failles à gradins donnent naissance à un lac ou à des lacs en chapelets (fossé du Jourdain, fossés tectoniques de l'Afrique orientale). Souvent les dislocations tabulaires sont accompagnées d'éruptions volcaniques qui contribuent à troubler l'évolution normale du relief. C'est ainsi qu'une ligne de volcans récemment découverts (Monts Virounga) forme un seuil au milieu du grand fossé du Tanganyika, séparant la cuvette du Kivou de celle du lac Albert-Édouard et forçant les eaux du Kivou à s'écouler vers le Tanganyika par le cours tumultueux du Rousisi (voir fig. 225, p. 496). De nombreux faits semblables s'observent dans le fossé tectonique qui s'allonge à l'Est du Victoria Nyanza.

En général, les régions récemment soumises à des dislocations tabulaires, sont dans une situation anormale, au point de vue de l'hydrographie et du relief. Des espaces assez étendus y sont souvent drainés vers une dépression sans écoulement. L'érosion étant liée à ce niveau de base local, l'évolution du modelé y reste en retard; la persistance des formes structurales peut être envisagée comme la conséquence de cet état de choses. La présence de lacs est souvent elle-même en désaccord avec le climat actuel. Ces masses d'eau accumulées à une époque géologique plus humide contribuent à la conservation des dislocations, mais sont menacées d'un dessèchement progressif, sans qu'il soit nécessaire d'invoquer pour cela des

changements de climat contemporains. C'est le cas de presque tous les lacs du grand fossé tectonique de l'Afrique orientale (Eiasi, Natron, Rudolf), etc.

Évolution des failles. — Inversion. Rajeunissement. — Il existe cependant maintes régions affectées jadis par des failles importantes, où la trace de ces dislocations est plus ou moins effacée. Il est désirable de reconnaître par quelles transformations ce résultat a été atteint, et de noter les complications qui peuvent se présenter dans le cas où plusieurs cycles d'érosion se succèdent. Le relief d'une région faillée rappelle celui d'une plaine côtière assez évoluée ; les escarpements de faille correspondant aux côtes, les cours d'eau primitifs qui suivent ces escarpements aux cours d'eau subséquents. En fait, on donne parfois le nom de *côte* aux escarpements de faille (Côte d'Or) ; dans les pays espagnols, le mot *cuesta* s'applique aussi bien aux abrupts dus à une dislocation tectonique qu'à ceux dus à l'érosion.

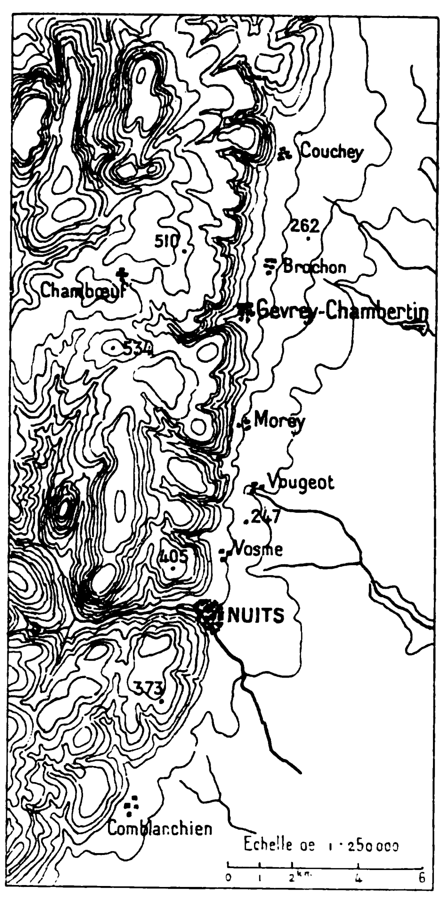


Fig. 262. — La Côte d'Or, d'après la carte de France au 1 : 200 000, équidistance 25 m.

Type d'abrupt rectiligne correspondant à une faille. — A comparer à la Rauhe Alb (fig. 254), type de côte festonnée avec buttes-témoins.

Il est cependant possible de distinguer un escarpement de faille d'une véritable côte. La comparaison de la Côte d'Or et de la Rauhe Alb peut servir à le montrer (fig. 262, cf. fig. 254). Le rebord de la Côte d'Or est rectiligne, à peine entamé par quelques vallées sèches, le rebord de la Rauhe Alb est déchiqueté par une multitude de vallées profondes et flanqué de nombreuses buttes-témoins. Ces contrastes de relief se reflètent dans les conditions de l'habitat humain : villes et gros bourgs sont localisés au pied de la Côte d'Or, au débouché des vallées sèches, tandis que les villages s'avancent très loin

dans les vallées profondes qui découpent la Rauhe Alb, ou se groupent autour des buttes-témoins, sièges d'anciens *burgs*.

Il est évident que les caractères distinctifs d'un escarpement de faille sont progressivement effacés par l'érosion. Les ravins entaillant l'abrupt s'enfoncent dans le bloc en saillie, en s'élargissant progressivement. L'alignement des facettes qui représentent les restes du plan de faille est un signe de maturité, déjà signalé (fig. 224, p. 495), qui doit lui-même disparaître au bout de quelque temps. Le développement des vallées morcellera le bord du bloc soulevé en buttes-témoins en créant un aspect voisin de celui

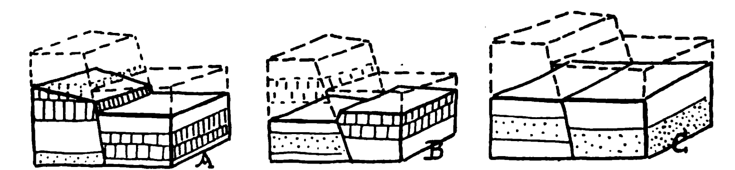


Fig. 263. — Trois cas possibles d'évolution d'une faille : A, dénivellation conservée; B, inversion du relief; C, nivellement.

La position primitive des compartiments disloqués est indiquée en pointillé.

d'une *côte* normale. Le commencement de cette évolution s'observe dans la partie méridionale de la Côte d'Or.

A un stade plus avancé le relief du bloc soulevé doit tendre à disparaître. Il n'en subsistera aucune trace quand le modelé aura été poussé jusqu'à la sénilité, si les couches mises en contact par la faille au niveau de la pénéplaine n'offrent aucune différence de dureté (fig. 263 C.). Le bord du compartiment soulevé pourra rester légèrement en saillie, s'il est formé à ce niveau par une roche plus dure (A). Dans le cas contraire, c'est le bloc affaissé qui restera en saillie par une véritable *inversion du relief* (B).

Les exemples de failles complètement nivelées sont innombrables. Il n'y a guère de feuille de la carte géologique de France dont l'inspection n'en révèle plusieurs; au point qu'une des premières impressions que laisse l'étude morphologique de nos régions est qu'on exagère l'influence des dislocations sur la topographie.

Une faille complètement nivelée peut être *rajeunie*, soit par un nouveau déplacement relatif des deux blocs, soit simplement par une nouvelle attaque de l'érosion.

Dans le premier cas on est simplement ramené au point de départ du premier cycle d'érosion. Plusieurs des failles qui accidentent les

plateaux traversés en gorge par le Colorado aux États-Unis ont rejoué ainsi récemment, ainsi qu'on l'a montré notamment pour la faille Hurricane [22]. Dans le second cas c'est uniquement la différence de dureté des roches en contact le long de la faille qui décidera de la mise en relief de l'un ou l'autre bloc. Il pourra y avoir inversion si la roche la plus résistante se trouve du côté du bloc affaissé. La faille sera au contraire comme ressuscitée, si le bloc affaissé présente des couches tendres.

Les massifs anciens de l'Europe centrale et occidentale abondent en exemples de failles rajeunies par l'érosion. Les couches sédimentaires qui

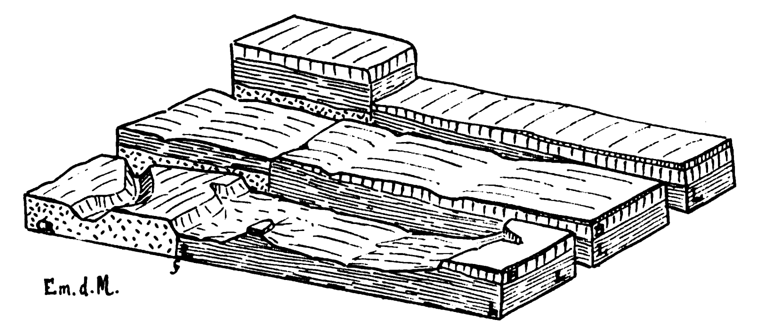


Fig. 264. — Diagramme de l'évolution du bord faillé du Morvan à Précy-sous-Thil (exemple de faille rajeunie par l'érosion).

Cr, Massif cristallin ; L, Terrains argilomarneux peu résistants du Lias ; B, Calcaires du Bajocien.

Le bloc de devant représente l'état actuel ; le bloc du milieu représente la faille nivelée (on a supposé une légère inversion du relief due au contact du Bajocien et du Lias) ; le bloc du fond représente la dénivellation due à la faille.

La présence de la butte-témoin de Précy-sous-Thil, est un argument décisif en faveur de l'explication.

les ont plus ou moins complètement recouverts sont généralement beaucoup moins résistantes que les roches cristallines formant ces massifs eux-mêmes ; effondrées le long de failles dans des fossés tectoniques, ou sur le bord du massif, elles ont été emportées par l'érosion sur les points hauts et se sont conservées dans les points bas, au cours d'un cycle qui a nivelé les failles. Le rajeunissement du relief dans un nouveau cycle a amené le déblaiement rapide des dépressions, où s'étaient conservées les couches moins résistantes, dégageant le plan de faille formé par les roches cristallines du côté de l'ancien bloc soulevé.

C'est ainsi qu'un certain nombre des failles-limites du Morvan à l'est et à l'ouest ont été ressuscitées comme le montre le diagramme (fig. 264). Les bassins intérieurs formés de couches argilosableuses tertiaires, tels que la Limagne ou le Forez sont aussi, dans leur forme actuelle, le résultat de l'érosion. Les lambeaux de tertiaire lacustre encore conservés en quelques points élevés, prouvent suffisamment que le contour de ces bassins ne répond nullement à celui des anciens lacs.

La distinction entre les failles tectoniquement rajeunies et les failles rajeunies par l'érosion est généralement difficile. On est souvent tenté

d'expliquer par la première hypothèse des faits qui s'accommoderaient mieux de la seconde, ainsi que nous venons de l'exposer. Il est possible cependant d'indiquer un critérium topographique et un critérium géologique, dont on pourrait faire usage.

Dans le cas d'une faille rajeunie par l'érosion, des fragments plus ou moins étendus de la pénéplaine subsistent encore pendant quelque temps, dans la région de roches moins résistantes, au niveau du bloc dur; c'est ce qu'on observe sur le bord du Morvan (fig. 264), et même dans la Limagne. Des alluvions anciennes conservées sur ces témoins, et correspondant à celles qu'on retrouve sur le bloc dur resté en saillie sont un argument géologique décisif. L'évidence n'est pas moindre quand une coulée de laves recouvre des témoins rattachés évidemment autrefois au plateau; c'est précisément le cas sur le bord occidental de la Limagne (Montagne de la Serre).

Montagnes de plissement. Uniformité des premières stades du cycle d'érosion. — Malgré la complexité extrême et la variété des accidents tectoniques qui s'observent dans les chaînes de plissement, les conditions de l'établissement du réseau hydrographique et les débuts du cycle d'érosion peuvent être envisagés comme partout assez semblables.

Les recherches tectoniques qui confirment de plus en plus la généralité des phénomènes de charriage montrent en même temps que les dislocations compliquées produites en profondeur ne se traduisirent d'abord à la surface que par des dénivellations relativement peu importantes. On a pu croire pendant longtemps que la surface primitive des régions plissées correspondait à la surface structurale des couches mises à jour par l'érosion; que les *stéréogrammes*, établis par les géologues pour définir l'allure de tel horizon stratigraphique, pouvaient servir à comprendre la formation du réseau hydrographique. En réalité cette méthode n'est applicable qu'aux régions de plis lâches telles que le Jura. Dans les régions de plis serrés et de charriages, la surface primitive était très différente de celle que peut nous révéler un stéréogramme construit d'après l'allure des couches actuellement visibles dans les vallées. Elle était certainement beaucoup plus simple, probablement très voisine de celle d'une région de plis lâches.

La méconnaissance de ce principe a pendant longtemps arrêté les progrès de l'étude morphologique des montagnes plissées, en faisant apparaître comme des énigmes le désaccord, tout naturel, entre le réseau hydrographique et la structure des couches profondes qu'il entaille actuellement. Ce qu'on appelait le *problème des vallées transversales* [24, 25] s'évanouit presque, en présence de ces considérations.

C'est donc aux régions de plis lâches qu'il faut s'adresser pour

comprendre les lois générales de la formation du réseau hydrographique dans les montagnes plissées.

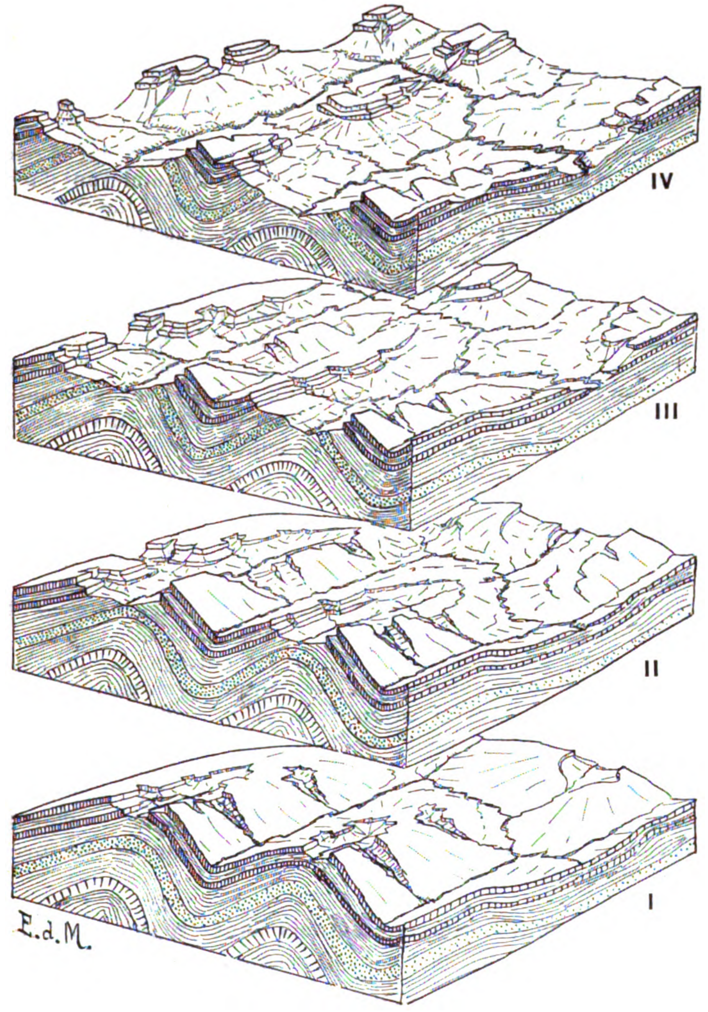


Fig. 265. — Schéma de l'évolution vers la formation des vallées anticlinales.

Creusement dans un complexe de couches argileuses, gréseuses et calcaires.

Au 1er stade : vallées conséquentes synclinales, formation de *ruz*, première ébauche des vallées anticlinales (affluents des ruz) et du décapage du dôme anticlinal (à droite), raccordement des vallées longitudinales par une vallée transversale suivant un abaissement de l'axe du pli de droite.

Au 2e stade : constitution du réseau hydrographique jurassien, élargissement des vallées anticlinales bordées de *crêts*, découpement des flancs des anticlinaux par les ruz en écailles ou facettes triangulaires, accentuation du décapage du dôme anticlinal.

Au 3e stade : les vallées anticlinales ont pris définitivement le dessus sur les vallées synclinales, leur creusement ayant atteint un niveau plus bas ; la vallée synclinale gauche a été tronçonnée par capture.

Au 4e stade : l'inversion du relief est générale. Tronçonnement de toutes les vallées synclinales, série de cuvettes synclinales perchées entre les vallées anticlinales.

Les premiers cours d'eau formés suivent naturellement la pente des couches; ils méritent tous le nom de cours d'eau conséquents, soit qu'ils descendent les flancs des anticlinaux (*ruz* du Jura), soit qu'ils suivent les synclinaux en coulant dans le sens où l'axe synclinal s'abaisse (rivière de *val*). Si l'abaissement du synclinal est continu, le drainage pourra être parfait dès l'origine; il en sera de même si l'un des anticlinaux s'abaisse au niveau du synclinal, ce qui permettra, dès le début, l'établissement d'une *vallée transversale*.

Si, au contraire, comme il arrive très souvent, l'axe synclinal se relève de part et d'autre d'un point plus déprimé, les eaux s'accumuleront dans cette dépression fermée structurale en formant un *lac synclinal*. Ce lac ne pourra être de longue durée, car les eaux, en montant, auront vite fait de trouver un point bas par où elles pourront se déverser, soit dans la prolongation du synclinal, soit dans un des anticlinaux qui le bordent; la pente très forte et le volume des eaux permettront à cet émissaire d'approfondir rapidement son chenal, le lac sera vidé et la continuité de l'écoulement rétablie. Ainsi s'explique que nous ayons en réalité peu d'exemples d'un stade de jeunesse incontestable dans la formation du réseau hydrographique des régions plissées. On ne peut espérer en trouver que dans les montagnes où l'effort orogénique dure encore ou vient à peine de cesser. Tel paraît être le cas des chaînes de l'Asie occidentale, en particulier de l'Asie Mineure méridionale et de l'Iran, où l'on trouve un assez grand nombre de lacs dans des cuvettes tectoniques entre les plis festonnés.

Le réseau conséquent primitif est déjà un *réseau jurassien* : il gardera son individualité, malgré les adaptations progressives à la structure.

Ces adaptations commencent dès que le creusement des thalwegs attaque des couches inégalement résistantes. La figure 265 montre qu'on voit se former des vallées subséquentes entaillant les anticlinaux, qui s'ouvrent en boutonnières de plus en plus larges. Des captures successives amèneront la constitution de rivières et *vallées anticlinales*, tandis que les rivières synclinales dépérissent lorsquelles creusent leur lit dans une couche plus résistante. Au bout d'un certain temps les anticlinaux peuvent former les dépressions, les synclinaux les reliefs. C'est l'*inversion du relief plissé*, dont nous avons déjà cité des exemples (chap. V), mais sans en pouvoir donner l'explication satisfaisante qu'apporte l'étude de l'évolution des formes en fonction du réseau hydrographique.

On voit maintenant nettement à quels stades répond la formation des *ruz*, des *crêts*, des *écailles*, des *boutonnières anticlinales*, des *cuvettes synclinales en saillie*, et des *synclinaux perchés* (fig. 265).

Adaptations aux différentes structures de plissements. Maturité. — L'existence d'un réseau jurassien dans toutes les chaînes de plissement, quelle que soit la complexité de leur tectonique, indique nettement que les débuts de l'érosion ont dû se présenter à peu près partout comme nous venons de l'indiquer. Il est évident que si les thalwegs s'enfoncent plus profondément, une certaine adaptation à la structure devra se produire.

Elle continuera suivant le même plan dans les régions de plis

lâches, tandis que dans les régions de plis serrés et de charriages, l'ajustement du réseau hydrographique aux dislocations de plus en plus compliquées qui apparaîtront deviendra un problème difficile.

L'étude des chaînes les mieux connues, Alpes, Pyrénées, Karpates, montre que cet ajustement est toujours imparfait. Les grandes rivières y résistent, et réussissent généralement à garder à peu près leur cours primitif, se taillant au besoin des gorges formidables dans les bancs ou les massifs de roches dures et sciant les plis qu'elles rencontrent. Les rivières secondaires sont plus dociles aux influences structurales. Profitant d'une couche moins résistante certaines prennent l'avantage; à la faveur de captures, le réseau est remanié et le relief se transforme.

L'évolution conduit aussi à une adaptation plus étroite à la nature des dislocations. Les plis aigus et répétés déterminent une série de chaînons et de vallées étroites parallèles, parce qu'ils offrent à l'érosion des bandes étroites de roches de consistance diverse. Les plis à larges ondulations correspondent au contraire généralement à des plateaux, parce que, les couches étant peu inclinées, la même roche peut affleurer sur une grande étendue.

Le contraste entre le massif de la grande Chartreuse et le Vercors, bien marqué sur la carte de France au 1 : 200 000 (feuille 54 et 60) est une démonstration frappante de ces adaptations. On retrouve les mêmes contrastes dans les régions de nappes charriées et replissées, entre les parties où les plis sont serrés (Alpes de Bavière à l'Ouest de l'Inn) et les régions de plis lâches (Alpes calcaires de Salzburg). [Voir la carte d'Allemagne au 1 : 500 000 feuille 27, München].

Mais dans les deux cas on observe que les grandes vallées coupent perpendiculairement ou obliquement tous les plis (Isère, dépressions des lacs du Bourget et d'Annecy, Inn, Salzach).

Les aires de surélévation et d'ennoyage font aussi sentir leur influence dans les formes d'adaptation des vallées secondaires. Les aires de surélévation permettent à l'érosion de mettre à nu les massifs anciens cristallins (massifs centraux des Alpes), donnant une topographie monotone, d'aspect lourd; tandis que, sur le bord de ces massifs, la structure isoclinale se traduit par une série de crêts et de petites vallées. Rien de plus significatif à cet égard que le contraste de l'Oisans avec sa bordure [voir feuille Briançon au 1 : 80 000]. Mais, là comme dans tous les cas analogues, on remarquera que les vallées maîtresses traversent de part en part le massif ancien (Vénéon) ou en mordent le bord (Romanche), fidèles au cours quelles ont pris sans doute aux premiers stades de l'érosion sur une surface de structure très différente [E. de M., 30].

L'adaptation de plus en plus exacte des vallées secondaires à la structure marque l'acheminement de la montagne plissée vers la maturité. Les Alpes ne peuvent nous offrir d'exemple de ce stade à

cause des caractères anormaux imprimés au modelé par l'influence des glaciers (cf. chap. IX). Mais il semble qu'une partie des Karpates (Bukovine et Galicie orientale) puisse être considéré comme une chaîne de plissement parvenue à la maturité, dont un rajeunissement récent n'a pas notablement modifié les caractères essentiels. On y remarque un réseau hydrographique jurassien typique, étroitement adapté à la structure, sauf pour les artères maîtresses; les points culminants sont indifféremment synclinaux ou anticlinaux mais sont toujours formés par les roches dures (grès).

Si la maturité est si rarement observable dans les chaînes de plissement, c'est que des mouvements peuvent encore les soulever longtemps après que la surface primitive a entièrement disparu, et que l'érosion a pénétré dans les couches profondes. Dans les périodes de tranquillité, les formes de maturité peuvent s'étendre plus ou moins loin, mais les mouvements renouvelés du sol en interrompent le développement; et les formes de jeunesse, s'enchevêtrant avec les traits de topographie ancienne, créent une image confuse souvent difficile à analyser. Les Karpates méridionales offrent un des meilleurs exemples de cet état de choses et on a pu y distinguer les traces de trois cycles d'érosion, retrouvés ensuite dans les Karpates du Nord [34, 35].

Dans les Alpes mêmes, où les influences glaciaires ont pendant longtemps fait douter de la possibilité de faire pareille analyse, on doit maintenant reconnaître que les vallées principales portent les traces d'un creusement par saccades, indiquant plusieurs mouvements de soulèvement antérieurs à la période glaciaire [30].

On connaît cependant de nombreux exemples de régions fortement plissées réduites à l'état de pénéplaine (Ardenne, Bretagne, Limousin, etc), ce qui prouve qu'un état de tranquillité finit toujours par s'établir, permettant à l'érosion de niveler les plus hauts reliefs. La dernière trace du plissement sera le réseau jurassien et quelques légers reliefs, allongés dans le sens des plis, formés par les roches les plus dures.

Rajeunissement des montagnes de plissement arasées. — Si, après un long intervalle, de nouveaux mouvements d'ensemble viennent affecter une pareille région, la distinction entre les formes séniles anciennes et les formes de jeunesse du nouveau cycle d'érosion sera facile et des plus instructives.

Le cas le plus simple est celui d'un mouvement *épeirogénique* augmentant la pente générale de la surface du sol, sans en modifier le sens. Le creusement des vallées reprend aussitôt sur toute l'étendue de la région soulevée, en commençant par l'aval, et en remontant plus ou moins vite, suivant l'importance des rivières. Au début, toutes les vallées sont des gorges encaissées dans la pénéplaine,

partout où l'érosion du nouveau cycle a pénétré; tandis qu'elles gardent ailleurs les formes séniles du cycle ancien. Mais dès que les thalwegs se rapprochent du profil d'équilibre, et que le modelé des versants recommence, la structure interne, déterminée par les anciens plissements, reprend ses droits. Les bandes de roches plus ou moins résistantes déterminent la formation de crêtes et vallées monoclinales, suivant l'orientation des synclinaux et des anticlinaux (cf. fig. 269, p. 578). Des remaniements du réseau hydrographique en résultent; les rivières suivant des bandes de roches tendres pouvant capturer celles qui entaillent des roches dures.

Si une simple augmentation de la pente générale suffit à amener de pareils changements, on imagine aisément quelles transformations profondes doivent résulter d'un nouveau cycle déterminé par un soulèvement inégal avec gauchissement de la surface et renversement de la pente. Seul un grand fleuve disposant d'un volume d'eau suffisant pour exercer une érosion puissante pourrait maintenir son cours, en encaissant profondément sa vallée à travers un axe de soulèvement (vallée *antécédente*). Le plus souvent il y a dislocation du réseau hydrographique et renversement du drainage. Sauf exception, le réseau hydrographique, au début du nouveau cycle, sera conséquent au système de pentes créé par le soulèvement. Mais l'encaissement des vallées, suivi par le modelé des versants, ne peut aller sans une adaptation à la structure. Un long travail d'ajustement sera nécessaire avant que soit établi un juste compromis entre les directions imposées par les mouvements du sol qui ont inauguré le nouveau cycle, et les influences structurales des plissements anciens, qui reprennent de plus en plus d'importance au fur et à mesure que l'érosion pénètre dans le bloc soulevé. Ainsi s'expliquent les anomalies si communes du modelé dans les régions d'anciennes montagnes rajeunies. Elles seraient encore plus marquées s'il n'arrivait le plus souvent que les axes de soulèvement ont à peu près la même orientation que les anciens faisceaux de plis.

Les Appalaches. — La région Appalachienne des États-Unis est un des exemples les mieux étudiés de cette évolution. Cette région montagneuse s'étend le long de la côte Atlantique sur une longueur de 1 600 kilomètres. Le point culminant dépasse 2 000 mètres (Black Dome, 2 044), mais l'altitude moyenne est de 800 à 1 000 mètres et l'aspect est généralement celui de collines, de sommets arrondis et souvent boisés, de vallées larges et bien cultivées. L'inspection d'une carte montre que les sommets s'alignent en crêtes parallèles, et que les vallées ont la disposition caractéristique du réseau jurassien. Mais le sous-sol est formé presque entièrement de roches primaires. Une étude plus attentive montre une foule d'anomalies curieuses du réseau hydrographique et du relief, et permet de distinguer quatre zones : les *Blue Hills* à l'Est, zone de massifs cristallins boisés aux formes

arrondies, traversés souvent par des gorges étroites; la *Great Valley*, zone relativement déprimée, mais accidentée par des rangées régulières de collines parallèles formées de couches primaires plissées; les *Alleghanys Ridges*, crêtes étroites et parallèles, qui frappent par l'uniformité de leur hauteur relative et ont la même constitution géologique que la zone précédente; enfin l'*Appalachian Front*, escarpement formé des mêmes couches primaires cette fois non plissées, c'est le rebord du *plateau de Cumberland*, doucement incliné vers l'Ouest et découpé par de profondes vallées, qui rarement percent l'escarpement (fig. 266).

Les travaux des géologues américains [2, 31 et 32] éclaircissent l'histoire de cette région. Les Blue Hills sont la partie la plus élevée à l'heure actuelle d'une aire cristalline, qui formait à l'époque primaire un continent s'étendant probablement sur une partie de l'Atlantique. A cette époque la

Fig. 266. — Coupes schématiques montrant l'évolution des Appalaches du Crétacé (C) au Tertiaire (T) et à l'époque actuelle (A).

mer était à l'Ouest dans la région appalachienne, c'est vers l'Ouest que se faisait le drainage, tandis que les sédiments déposés par les mers primaires étaient lentement exondés. A la fin du primaire, ils étaient plissés. Une chaîne de type Jurassien était modelée par l'érosion. De grandes vallées longitudinales se développaient. Le drainage complètement renversé se faisait vers l'Atlantique. A l'époque crétacée, l'évolution avait été poussée jusqu'à la disparition de tout relief. La région était réduite à l'état de pénéplaine. Les crêtes des Appalachian Ridges, si remarquables par leur altitude uniforme, sont les restes de cette pénéplaine crétacée (v. fig. 266).

L'état actuel du relief est le résultat de mouvements épéirogéniques de la période tertiaire, qui ranimèrent l'érosion et déterminèrent un ravinement intense de l'ancienne surface topographique. Cette surface ne fut pas soulevée uniformément. Hayes et Campbell [31] ont pu déterminer ses déformations (fig. 267). On conçoit que le réseau hydrographique ait dû subir un remaniement complet pour s'adapter à ces nouvelles conditions : de nombreuses captures ont eu lieu, les cols des Blue Hills (*Windgaps*) sont la plupart d'anciens *Watergaps*, d'anciennes gorges suivies par une rivière décapitée [Bailey-Willis, 32].

Mais là ne s'arrêtent pas les péripéties de l'histoire des Appalaches. Le cycle d'érosion tertiaire aurait pu pousser plus loin son œuvre et ramener

peu à peu toute la région à son ancienne condition de pénéplaine, s'il n'avait été interrompu par de nouveaux mouvements du sol. Il n'a pu achever l'aplanissement que dans la zone centrale, correspondant à la dépression actuelle appelée *Great Valley*. Le soulèvement de la fin du tertiaire a ranimé l'érosion, même dans cette région, qui a été de nouveau ravinée. Les coteaux, d'altitude très uniforme, qui accidentent la Great Valley, sont les traces de la pénéplaine tertiaire, comme les Appalachian

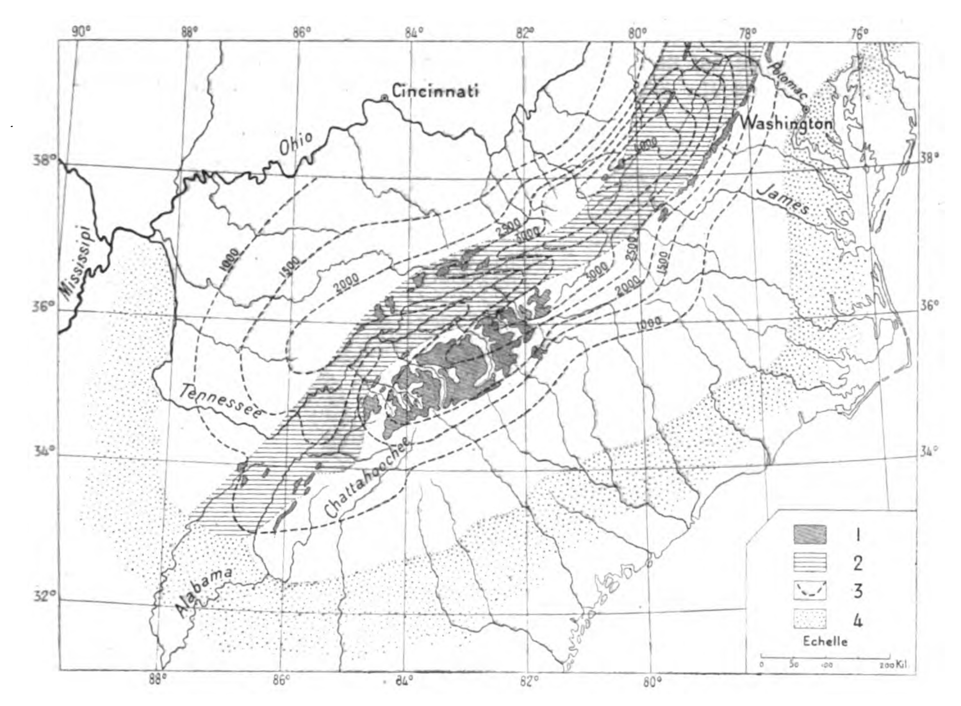


Fig. 267. — Déformation des Appalaches et extension des dépôts tertiaires provenant de leur sculpture par l'érosion, d'après Hayes et Campbell.

1, Régions non réduites à l'état de pénéplaine. — 2, grande vallée (pénéplaine tertiaire). — 3, courbes isobases de la pénéplaine crétacée montrant sa déformation (hauteurs en pieds). — 4, sédiments tertiaires.

Ridges sont les traces de la pénéplaine crétacée. Formés par des bancs résistants, généralement verticaux, ils suivent l'orientation des anciens plissements, tantôt exactement parallèles, ou se coupant à angles plus ou moins aigus, suivant que les plis étaient allongés ou avaient la forme de dômes (cf. chap. v, p. 502). Les rivières antécédentes les percent naturellement sans égard pour leur direction. La valeur du dernier soulèvement a été très inégale : 60 mètres dans l'état de New-York, 200 mètres en Pensylvanie, 500 en Virginie; on s'explique par là les inégalités d'altitude moyenne des Appalaches, le creusement plus ou moins profond des vallées, une foule de détails que nous ne pouvons exposer ici.

On appréciera mieux l'intérêt géographique de cette histoire des Appalaches en en rappelant les conséquences sur la vie humaine : le rôle de

barrière joué par le massif ancien des Blue Hills dans la marche vers l'Ouest de la colonisation; le rôle de voie de communication joué au contraire par la Great Valley, devenue le centre d'où sont partis les pionniers de l'Ouest, après avoir été la grande route de propagation des Indiens dans leurs migrations du Nord vers le Sud; l'importance de l'axe de soulèvement minimum de la pénéplaine, qui laissait à la hauteur de Philadelphie une large trouée dans la zone des Blue Hills, permettant la pénétration des côtes dans la grande vallée.

La Bretagne est une région du même type, mais de proportions plus réduites [E. de M., 33]. Malgré l'uniformité de son relief, où se succè-

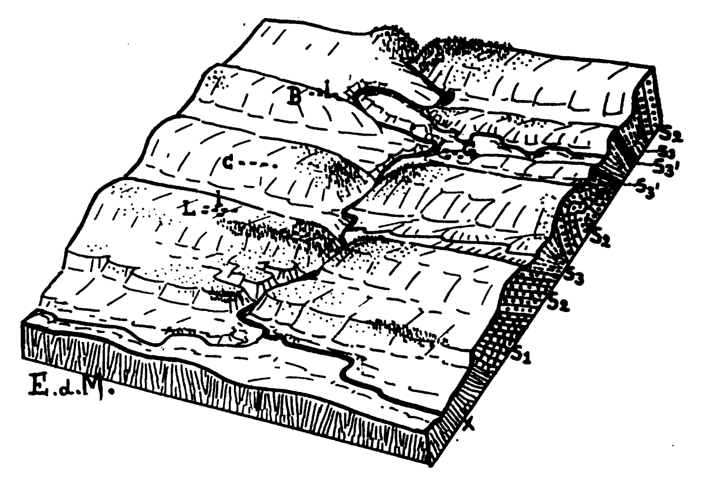


Fig. 268. — Diagramme des plateaux siluriens au Sud de Rennes, montrant la sculpture de type appalachien de la Bretagne.

x, schistes argileux précambriens. — S_1, schistes rouges cambriens. — S_2, grès armoricain. — S_3, schistes d'Angers avec bandes de grès (S_3').

Noter l'altitude uniforme des crêtes gréseuses couronnées de bois de pins (traits verticaux) et de landes (pointillé) et la mise en saillie dans les dépressions schisteuses des moindres bandes de grès.

dent dans un désordre apparent coteaux et vallées aux formes effacées, on peut reconnaître dans son réseau hydrographique les caractères du réseau jurassien, et dans l'alignement de ses plateaux gréseux ou granitiques un parallélisme analogue à celui des crêtes Appalachiennes. La géologie nous apprend que tout le massif Armoricain (Bretagne, Cotentin, Maine et Vendée) fut soumis à un plissement énergique à la fin du primaire. Des anciennes montagnes ainsi formées, il ne reste rien. L'érosion les a réduites à l'état de pénéplaine. Cette œuvre était accomplie à l'époque secondaire, et il est probable que le drainage se faisait vers l'Est, vers le Bassin Parisien, alors occupé par la mer. Mais à l'époque tertiaire s'est produit un léger soulèvement épéirogénique, qui a ranimé l'érosion et inauguré un nouveau cycle. Sa faible intensité est attestée par la conservation de la pénéplaine dans les régions de roches dures qui forment des plateaux admirablement nivelés, entaillés par des vallées relativement étroites (Collines de Bretagne, Léon, Penthièvre, plateau de Guichen au Sud de Rennes, Landes de Lanvaux, etc.). C'est seulement dans les districts où

affleuraient des roches tendres (schistes de Rennes, schistes carbonifères de Châteaulin) que la pénéplaine a disparu et que s'est développée une topographie ondulée, marquant la maturité atteinte déjà par le nouveau cycle (bassin de Rennes, bassin de Châteaulin).

Le mouvement n'a pas été partout égal. Il a atteint son maximum à l'Ouest, où la pénéplaine est portée à 100 et 200 mètres et où les reliefs peu accusés, formés par les roches dures, qui la dominaient à la fin de l'ancienne période d'érosion, constituent les points culminants de la Bretagne par 300 mètres d'altitude (Menez Hom, Monts d'Arrée, Montagne Noire). Il a atteint son minimum suivant l'axe du cours moyen de la Vilaine et de la Rance, région envahie même à un moment par les mers tertiaires. On peut noter le rôle important comme voie de communication de cette zone de moindre soulèvement (canal d'Ille-et-Rance, anciennes relations de Saint-Malo et de Rennes, de Rennes et de Nantes; position géographique de Rennes au croisement des routes de l'Est à l'Ouest, du Nord au Sud).

Pénéplaine recouverte de sédiments, vallées épigéniques. — Toute région réduite à l'état de pénéplaine est exposée à être envahie par la mer et recouverte de couches sédimentaires horizontales. Si des mouvements du sol soulèvent la région ennoyée, l'évolution du relief devra recommencer sur nouveaux frais, toute trace de l'ancien réseau hydrographique ayant disparu. Tant que les thalwegs ne sont pas plus profonds que l'épaisseur de la couverture sédimentaire, l'évolution ne diffère pas de celle d'une plaine côtière soulevée. Mais bientôt le substratum ancien apparaîtra dans le fond des vallées, puis sera mis à jour sur des surfaces de plus en plus étendues et enfin attaqué à son tour par l'érosion.

A partir de ce moment le sens de l'évolution change. Le réseau hydrographique, développé conformément à l'inclinaison légère et uniforme de la couverture sédimentaire, doit en effet s'adapter à la surface ondulée de l'ancienne pénéplaine et à l'allure des couches plus ou moins disloquées qui en forment le sous-sol. Un compromis devra s'établir entre les exigences du passé ressuscité et l'héritage d'un présent qui s'efface. Ainsi s'expliquent bien des anomalies. On verra des rivières traverser par une vallée encaissée un massif de roches dures, négligeant une large dépression que leurs affluents ont facilement déblayée dans des couches meubles. Ces rivières ont continué à suivre le chemin qui leur avait été indiqué par la pente et la nature des couches de la plaine côtière maintenant disparue (voir fig. 269). C'est pour exprimer ce cas, qu'a été créée l'expression de *vallée surimposée* ou *épigénique*.

Plus l'évolution avance, plus la structure du massif ancien devient prépondérante : les roches dures, dont les affleurements sont orientés par les anciens plissements, seront mises en saillie et l'on verra se

reformer les vallées anticlinales encadrées de crêtes ressuscitées. Si loin que soit poussée dans le détail cette nouvelle adaptation, on trouvera des traits géographiques, et non les moins importants, qui ne s'expliquent que comme un héritage de la plaine côtière soulevée.

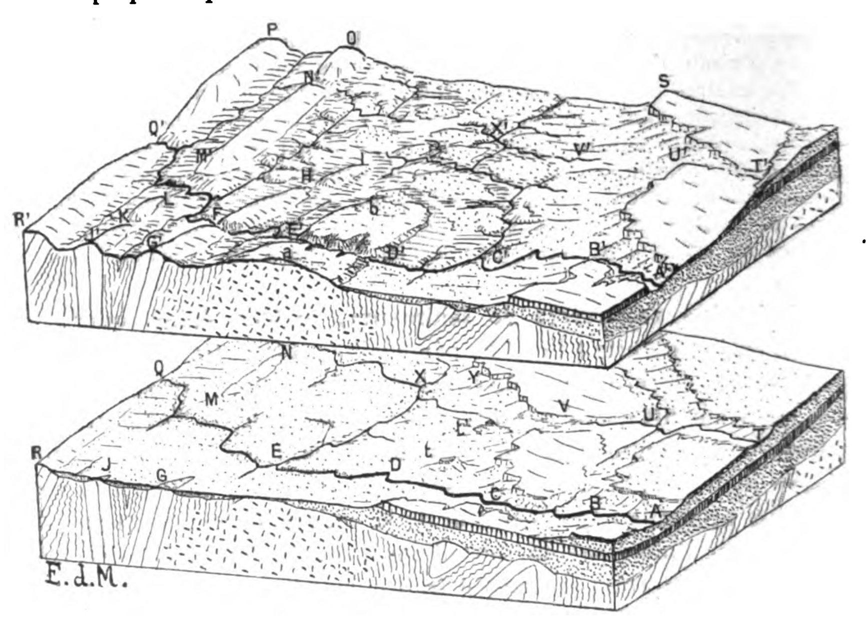


Fig. 269. — Diagramme de l'évolution du relief vers l'épigénie.

En bas la pénéplaine est encore en grande partie recouverte de sédiments. Quelques crêtes de roches dures alignées dans le sens des anciens plissements commencent à réapparaître (R, MN, J, G). La disposition du réseau hydrographique est celle d'un réseau de plaine côtière (MED, cours d'eau conséquent; EX, cours d'eau subséquent). L'évolution est déjà assez avancée, même vers l'aval, où l'on distingue deux lignes de côtes (CVY et BU) avec deux percées conséquentes (CBA, et VU), la première disloquée par capture (V) et accompagnée de buttes-témoins (*t*, *t'*).
En haut la couverture sédimentaire a été enlevée presque entièrement. On ne voit plus qu'une ligne de côtes reculée jusqu'à SU'B'. Dans la partie la plus élevée de la pénéplaine, les crêtes de roches dures ont été mises en pleine valeur, l'érosion ayant non seulement dispersé les sédiments récents, mais attaqué les schistes encaissants. Il en résulte des percées épigéniques, la rivière s'étant enfoncée sur place (Q' dans la crête R'P; F à travers la crête G'H). Certaines percées ne sont suivies par aucune rivière, ce sont des cols de capture (K à travers J'L; N' à travers M'O). Mais la percée épigénique la plus importante est celle où la rivière s'engage à travers un massif granitique (E'D') y conservant son ancien cours (ED), tandis que ses affluents déblayent facilement une large dépression latérale sur le pourtour (X'V'). Les lambeaux sédimentaires conservés en *a* et *b* permettent de reconstituer l'ancien état de choses qui explique cette disposition en apparence anormale.

Souvent le tracé des artères maîtresses du drainage sera si complètement en désaccord avec les détails du modelé, qu'on devra l'envisager comme épigénique.

Massif Armoricain oriental. — La bordure orientale du massif Armoricain offre des exemples de presque tous les stades de cette évolution. La campagne de Caen est une plaine côtière déjà très évoluée, masquant la prolongation de la pénéplaine armoricaine. Lorsqu'on remonte le cours

des rivières les plus importantes telles que l'Orne ou la Laize, on voit apparaître à partir de May les roches primaires fortement plissées dans le fond de la vallée, et l'on suit pendant plus de 10 kilomètres le contact des couches jurassiques avec la surface de la pénéplaine. C'est là le premier stade de l'évolution.

Plus au Sud, vers Alençon, la Sarthe offre un bon exemple de vallée

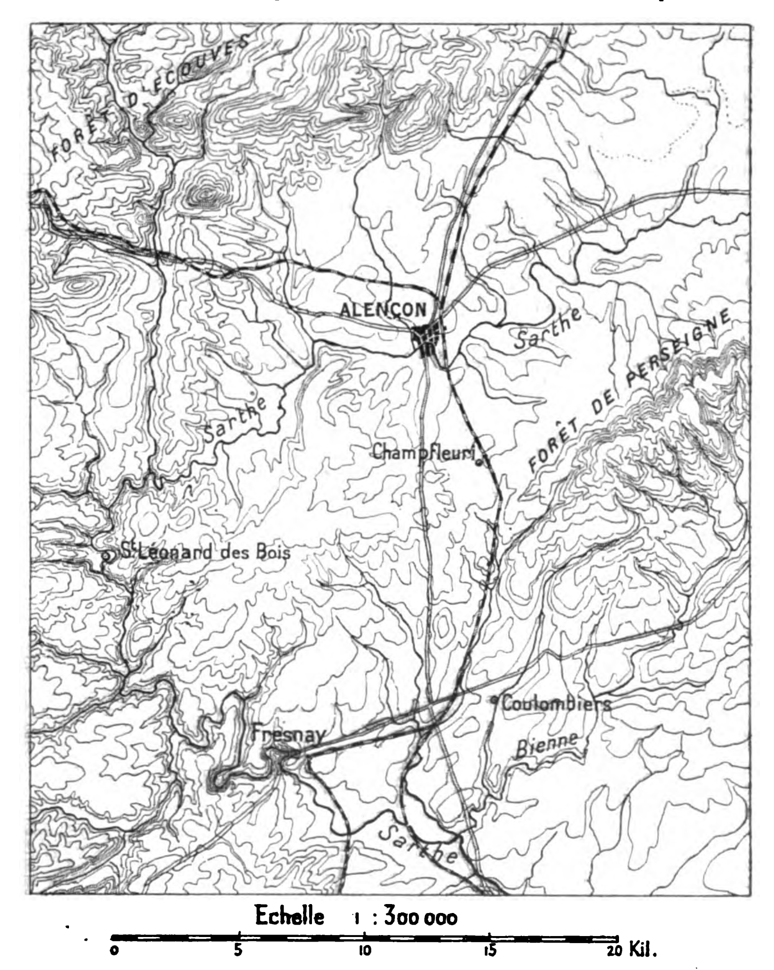


Fig. 270. — La Sarthe près d'Alençon, d'après la carte d'État-major au 1 : 80 000 et la carte au 1 : 200 000, type de vallée épigénique.

épigénique (fig. 270). Dédaignant la zone jurassique de topographie molle, qui semblerait sa voie naturelle entre les bastions gréseux de la forêt d'Écouves et de la forêt de Perseigne, elle s'engage par un détour au cœur d'un massif granitique et gréseux, où, de St-Cénery à Fresnay, elle serpente dans une vallée encaissée et pittoresque. Il est évident que la Sarthe a dû autrefois couler, comme les rivières de la campagne de Caen,

à la surface des couches jurassiques, maintenant enlevées par l'érosion, puis s'encaisser dans le substratum ancien comme la Laize et l'Orne, avant que ses affluents aient déblayé la dépression jurassique. La disparition complète des couches sur lesquelles s'était établi son cours est le résultat d'une érosion prolongée. On remarquera que les voies de communication ne suivent pas la vallée épigénique, mais empruntent la dépression jurassique, route plus directe, plus facile et aussi plus peuplée. L'homme ne fuit pourtant pas la vallée épigénique, il y trouve des positions naturellement fortifiées dans les boucles de la rivière, comme Saint-Cénery, Saint-Léonard, Fresnay.

Il est probable que les couches secondaires, dont on trouve des lambeaux sur la bordure orientale du massif Armoricain, se sont étendues jadis beaucoup plus loin. Les détails du relief et de l'hydrographie dans le Nord du département de la Mayenne sont déterminés par la direction des affleurements des couches dures, granites, grès siluriens et dévoniens, c'est-à-dire par la tectonique ancienne. Mais les artères principales de drainage, déjà encaissées dans l'ancienne pénéplaine, ont un cours sans rapport sensible avec ces conditions. Leur origine première est vraisemblablement épigénique [Barré, 36].

Autres exemples : Meuse, Rhône, Danube. — D'après Cornet [37] la percée de la Meuse à travers le massif Ardennais s'explique par le même

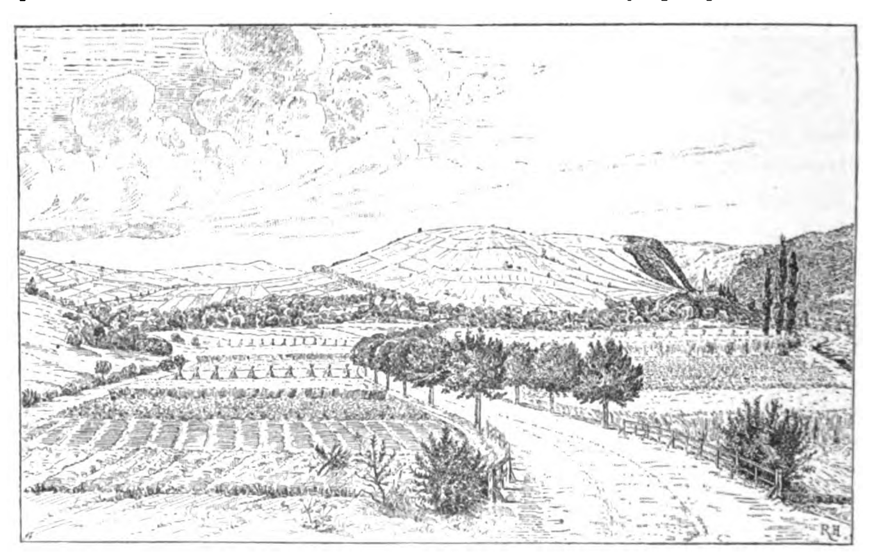


Fig. 271. — La vallée épigénique de l'Ypps, d'après Roman Holder.

La rivière s'engage dans la gorge boisée à droite, au lieu de suivre la large dépression à gauche.

processus. Les couches tertiaires se sont incontestablement étendues à la surface de la pénéplaine primaire. Au début du pliocène la mer du Nord couvrait toute la Belgique actuelle et s'avançait jusqu'à Namur et Liège. A ce moment le plateau Lorrain était plus élevé que l'Ardenne, aussi comprend-on facilement l'écoulement des eaux de la Meuse vers le Nord. Le recul de la mer belge au pliocène supérieur a déterminé une érosion vigoureuse. Le déblaiement des assises tertiaires meubles au Nord de l'Ardenne,

le creusement et l'évasement des vallées dans les zones de roches tendres du plateau lorrain, ont laissé en saillie le massif résistant de l'Ardenne, dont la surface plane apparaît, après déblaiement des dépôts tertiaires peu épais qui la recouvraient.

L'épisode le plus intéressant de l'évolution des vallées épigéniques est évidemment celui où la couverture sédimentaire n'a pas encore été entièrement enlevée. On connaît de nombreux exemples de cet état de choses. Il est rare de voir un grand fleuve longer un massif ancien sans y faire des incursions, en encaissant profondément sa vallée. Ainsi le Rhône mord par deux fois le bord du Massif Central et les plateaux calcaires qui s'y accrochent. D'anciens châteaux se perchent sur les hauteurs commandant le défilé de Viviers au Sud de Montélimar, mais la grande route passe à l'Est par le col de Donzère.

Le Danube ne respecte pas davantage le massif Bohémien, qu'il longe de Ratisbonne à Vienne et, par deux fois, s'engage dans les roches anciennes par une vallée encaissée, que dominent les burgs et les chapelles, lieux de pèlerinage. Routes et chemins de fer évitent la gorge du grand fleuve et suivent au Sud la zone déprimée créée par l'érosion dans les couches tertiaires. Les affluents du Danube imitent son exemple et percent fréquemment les dernières avancées du massif ancien jadis recouvertes de couches miocènes. Tel est le cas de l'Ypps, un des plus jolis exemples de vallée épigénique en raccourci (fig. 271).

Dislocations tabulaires dans une ancienne région plissée. — Le soulèvement d'une région plissée et arasée se produit rarement sans être accompagné de dislocations tabulaires. Le plus souvent les dislocations sont, il est vrai, limitées à certains points, spécialement à la bordure du massif soulevé du côté où l'exhaussement a été le plus énergique. C'est ainsi que les choses se sont passées pour les Vosges et la Forêt Noire, le Massif Central et la plupart des anciens massifs de l'Europe moyenne.

Nous savons déjà quelles sont les premières conséquences des dislocations tabulaires : une hydrographie anormale apparaît, des lacs se forment, spécialement dans les fossés tectoniques, laissant comme trace après leur dessèchement des plaines fertiles, telles que celles de la Limagne, du Forez et du Velay dans le Massif Central. Les escarpements de faille évoluent comme il a été déjà indiqué. Ce n'est qu'au bout d'un certain temps que se dessinent nettement les différences avec une région tabulaire ordinaire. Ce sont des détails d'ajustement, qui prennent progressivement de plus en plus d'importance. Le réseau hydrographique ne peut se développer normalement, les vallées ne peuvent se creuser et s'élargir, sans que les conditions de la tectonique ancienne fassent sentir leur influence. Les affleurements de couches résistantes guideront l'érosion, les vallées secondaires s'établiront dans les couches tendres orientées dans le sens

des anciens plis (cf. figure 269). C'est ce qu'on observe dans les Vosges. Les traits fondamentaux du relief y sont bien déterminés par les dislocations tabulaires récentes (escarpement oriental découpé par de profondes vallées), mais un certain nombre de vallées reflètent l'orientation NE.-SW. des plissements primaires (Bruche-Fave, Liévrette, Fecht). Il en est de même dans la bordure orientale du Massif Central, où la direction des plissements hercyniens se retrouve dans les vallées du Beaujolais et du Lyonnais (Gier, Azergues, Brévenne, etc.). Plus le cycle d'érosion se prolonge, plus les traits de l'ancienne tectonique tendent à l'emporter sur les accidents déterminés par les dislocations récentes.

Nécessité de la paléogéographie. — Nous avons successivement examiné les principaux cas d'évolution du relief. Une conclusion générale s'impose, c'est que l'étude rationnelle d'une région exige la connaissance des vicissitudes de son histoire, non seulement dans le cycle d'érosion actuel, mais même avant les derniers mouvements du sol qui l'ont inauguré. C'est donc toujours à la reconstitution d'une histoire compliquée que nous ramène l'analyse complète des formes du terrain et de leur évolution.

Lorsqu'on parle d'histoire, la connaissance de la chronologie est indispensable, et il n'est pas permis d'ignorer les méthodes qui servent à l'établir. L'objet propre de la géologie est précisément de fixer la chronologie de l'histoire de la terre. Aucune étude morphologique sérieuse ne saurait donc se dispenser d'y recourir. Confronter les déductions tirées de l'analyse des formes avec les données de la géologie est une nécessité qui s'impose toujours. Il ne suffit pas d'établir dans une région la succession de cycles d'érosion, il faut leur assigner une date, et essayer de faire rentrer la série des événements reconnus localement dans le cadre général de l'histoire des continents.

Ce sont les grandes lignes de cette histoire que nous allons essayer d'exposer dans le chapitre suivant. Le lien intime de cette partie de la géologie avec la géographie est suffisamment exprimé par le nom que les géologues eux-mêmes lui ont donné : la *paléogéographie* est la géographie du passé géologique.

Outre les ouvrages et articles théoriques ou généraux, on a cherché à signaler ici les principales études régionales se rapportant aux cas étudiés dans le texte à titre d'exemples, mais en laissant de côté les études purement géologiques, et en ne donnant autant que possible, que les travaux où prédomine le point de vue géographique évolutif.

1*. — Gal de LA NOË et Emm. de MARGERIE. Les formes du terrain. Paris, Impr. Nat., 1888, in-4°, 105 p., atlas 49 pl.

2. — DAVIS (W. M.). Rivers and valleys of Pennsylvania (1889). The development of certain English rivers (1895). La Seine, la Meuse et la Moselle (1896). The drainage of cuestas (1899). Articles reproduits dans : Geographical Essays, in-8°, 777 p. Boston, 1909.

3*. — LAPPARENT (A. de). Leçons de Géographie physique, 3e édit., Paris, 1907.

4. — PENCK. Thalgeschichte der obersten Donau. Extr. *Ver. für Gesch. des Bodensees*. Heft 28, in-8°, 14 p., 1900.

5. — FABRE (L.-A.). Le sol de la Gascogne, *La G.*, XI, 1905, p. 257, 343 et 413 (cf. E. MARCHAND et L.-A. FABRE. Les érosions torrentielles et subaériennes sur les plateaux des Hautes-Pyrénées. *CR. Congr. Soc. savantes*, *1899*, Paris, 1900, p. 5-43).

6. — MARTONNE (E. de). La Valachie, Paris, 1902, in-8°, XX + 385 p., 5 cartes, 13 pl. phot.

7. — DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT. Explication de la carte géologique de la France, t. II, Paris, Imp. Nat., 1848, 813 p.

8. — LAPPARENT (A. de). La géologie en chemin de fer, description géologique du bassin parisien et des régions voisines. Paris, s. d., in-12, 608 p., 3 pl.

9*. — MARTONNE (E. de). Une excursion de géographie physique dans le Morvan et l'Auxois. *A. d. G.*, 1899, p. 405-426.

10. — BLAYAC (J.). L'Agout tributaire de l'Aude et la vallée du Lhers mort *CR. Ac. Sc.*, CXLV, 1907, p. 1367-1370.

11. — VIDAL DE LA BLACHE (Cap. J.). Étude sur la vallée lorraine de la Meuse, in-8°, 190 p., 8 pl., Paris, 1908.

12. — BLEICHER. Le plateau central de Haye. *Bul. Soc. G. de l'Est*, Nancy, XXI, 1900, p. 181-204, 2 pl. (cf. La vallée de l'Ingressin et ses débouchés dans la vallée de la Meuse, *A. d. G.*, X, 1901, p. 17-26).

13. — BRIQUET (A.). La pénéplaine du Nord de la France, *A. d. G.*, 1908, p. 205-223.

14. — PENCK (A.). Das Deutsche Reich. *Kirchoff's Länderkunde*, t. I, 1887, in-4°, p. 115-596.

15. — SCHEU (E.). Zur Morphologie der Schwäbisch-frankischen Stufenlandschaft. *Forsch. z. D. Landes und Volkskunde*, XVIII, 4, 1909, p. 365-403.

16. — LAPPARENT (A. de). Le pays de Bray. *Mém. Carte géol. dét. de la France*, n° 1, Paris, 1879. in-4°, 182 p., 4 pl. (cartes).

17. — DOLLFUS. Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *A. d. G.*, IX, 1900, p. 313 et 413.

18. — VIDAL DE LA BLACHE (P.). Tableau géographique de la France. Paris, 1905 (t. I, de l'*Histoire de France* de LAVISSE), 2e édit., illustrée, 1908, in-4°, 365 p., 166 pl., 1 carte.

19. — RAMSAY (A. C.). Physical Geology and Geography of Great Britain, 6e édit., London, 1894, 1878, 8°, 421 p., 137 fig.

20*. — DAVIS (W. M.). The mountain ranges of the Great Basin. *Bul. Mus. of comparative Zoology*, XLII, 1903, p. 129-177.

21*. — GIGNOUX. La Calabre. *A. d. G.*, 1909, p. 141-161.

22*. — HUNTIGTON (E.) et GOLDTHWAIT (J. W.). The Hurricane fault in the Toqueville district. Utah. *Bul. Mus. comp. Zool.*, XLII, 1904, p. 199-259, 7 pl.

23*. — HILL (R. T.). Geography and Geology of the Black and Grand Prairies, Texas. *U. S. Geol. Surv.*, *An. Rep.*, XXI, part 7, 666 p., 71 pl.

24. — PENCK (A.). Die Bildung der Durchbruchstäler. *Schr. Ver. f. Verbreitung Naturwiss. Kenntnisse*, Wien, 1888, p. 433-484 (bibliographie).

25. — Löwl. Die Entstehung der Durchbruchsthäler. *P. M.*, XXVII, 1882, p. 405 (cf. Hilber, Die Bildung der Durchgangsthäler. *P. M.*, XXXV, 1889, p. 10).
26*. — Lugeon (M.). Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *A. d. G.*, X, 1901, p. 295 et 401.
27. — Haug (E). Article : Le Jura, *Dictionnaire géogr. et admin. de la France, de Joanne*, p. 2001-2008, 1894 (cf. Kilian (W.). Contribution à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale, les collines préjurassiennes et le Jura du Doubs, *A. d. G.*, III, 1893-94, p. 319-345, 1 pl.).
28. — Zürcher (Ph.). Le relief du sol dans la partie méridionale des Basses-Alpes. *A. d. G.*, VII, 1898, p. 308-328, 4 pl., 1 carte.
29. — Sion (J.). Le Var supérieur. Paris, 1909, in-8°, 96 p.
30. — Martonne (E. de). L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *A. d. G.*, 1910, p. 289 et 1911, p. 1. (Cf. E. de Martonne et A. Cholley. Excursion géographique dans les Alpes du Dauphiné (Oisans et Vercors). *Bul. Soc. Géogr. Lyon*, (2), I, 1909, p. 201-241).

31. — Hayes (C. W.) et Campbell (M. C.). Geomorphology of the Southern Appalachians. *Nat. G. Mag.*, VI, 1894, p. 62-126, pl. 4-6 (cf. Hayes. The Southern Appalachians. *Nat. G. Monographs*, I, 10, 1895, p. 305-336).
32. — Bailey Willis. The Northern Appalachians. *Nat. G. Monographs*, I, 6, Washington, 1895, p. 169-202.
33. — Martonne (E. de). La pénéplaine et les côtes bretonnes. *A. d. G.*, 1906, p. 213-236 et 299-328, pl. 9-12, 14-17.
34. — Martonne (E. de). Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales). *Rev. An. de G.*, I, 1907, XXI + 279 p.
35. — Sawicki (L. von). Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpaten. *Mit. Geol. Ges. Wien* II, 1909, p. 81-117.
36. — Barré (Comt). L'architecture du sol de la France, in-8°, 394 p., 189 fig., Paris, 1903 (sp. ch. VI).
37. — Cornet (J.). Études sur l'évolution des rivières belges. *An. Soc. Géol. Belgique, Mémoires*, XXXI, 1904, p. 260-500, 34 fig.
38. — Holder (R.). Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ypps, Erlauf, Melk und Mank. *Jber. k.k. Gymnasium im VIII. Bez. Wien*, 1904 (cf. Das Untere Pielachthal, ein Bespiel eines epigenetischen Durchbruchsthals, *ibid.*, 1905).

CARTES A CONSULTER

Vallées subséquentes et côtes. — *France, 200 000* : 18 Metz.
France, 80 000 : 111 Avallon, 124 Château-Chinon NE., 24 Mézières NE. et NW., 52 Commercy, 69 Nancy, 36 Metz, 35 Verdun, 83 Chaumont, 84 Mirecourt.
Allemagne, 500 000 : 23 Stuttgart, 24 Regensburg, 26 Augsburg.
Allemagne, 100 000 : 645 Tutlingen, 619 Reutlingen, 606 Göppingen, 620 Ehingen.
Wurtemberg, 50 000 : 19 Aalen, 38 Balingen, 31 Horb, 32 Tübingen, 33 Urach.
Etats-Unis, 125 000 : New Mexico : Lamy, Bernal; Colorado : Mesa de Maya; Texas : Cerro alto.

Buttes-témoins. — *France, 80 000* : 69 Nancy SE. et NE., 36 Metz NE. et NW., 50 Châlons NW., 35 Verdun NE., 111 Avallon SW. et NE.

France, 50 000 : Toul, XXXIII-15, Vézelise, XXXIII-16.
Wurtemberg, 50 000 : 32 Tübingen, 33 Urach.

Captures. — *France, 80 000* : 69 Nancy NW. et NE., 50 Châlons SW. et SE., 197 Largentière SE. et NE., 4 St-Omer SW. et SE., 35 Verdun NW.
France, 200 000 : 10 Mézières, 17 Châlons, 26 Troyes.
Wurtemberg, 50 000 : 19 Aalen.
États-Unis, 62 500 : New-York : Kaaterskill.

Régions faiblement plissées. — *France, 80 000* : 20 Neufchâtel, 11 Abbeville, 3 Boulogne NE. et SE., 4 St-Omer NW. et SW.
France, 200 000 : 8 Abbeville.
France, 500 000 : 1 NE et SE., 11 NW. et SW.
Angleterre, new 1 inche : 283, 284, 285, 286, 287, 288, 299, 300, 301, 302, 303, 314, 315, 316, 317, 318, 319, 332, 334.

Topographie appalachienne. — *France, 80 000* : 62 Alençon NW. et SW., 61 Avranches NE. et SE., 90 Redon NE., 73 Châteaulin NW. et NE., 58 Morlaix SW.
France, 200 000 : 23 Alençon, 21 Brest.
États-Unis, 62 500 : Pensylvania : New Bloomfield, Harrisburg, Hummelstown, Pinegrove, Millesburg, Cattawissa, Hollidaysburg, Huntington.
États-Unis, 125 000 : Tennesee : Cleveland, Murphy, Chattanooga; Virginia : Pocahontas, Bristol; Alabama : Gadsden.

Vallées épigéniques. — *France, 80 000* : 62 Alençon SE., 63 Mortagne SW., 77 Mayenne NE., 78 Nogent-le-Rotrou NW., 210 Orange SW., 211 Le Vigan NE., 222 Avignon NW., 168 Lyon SE., 177 St-Etienne NE.
Autriche-Hongrie, 75 000 : 13 XII Ybbs, 12 XIII Krems et 13 XIII St-Pölten.

CHAPITRE VIII

LA PALÉOGÉOGRAPHIE
NOTIONS SUR L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

La chronologie géologique. — La Paléogéographie étant la reconstitution de la géographie des périodes géologiques anciennes doit comprendre l'étude de la répartition des terres et des mers, des montagnes et des plaines et même des climats. Elle suppose avant tout l'établissement d'une chronologie dont il est indispensable de connaître les principes.

Les premiers géologues qui ont essayé de classer les terrains se fondaient à peu près exclusivement sur la nature lithologique des dépôts. On sait que cette méthode a été depuis longtemps abandonnée. Ce sont les fossiles qui caractérisent les étages géologiques. Partout où nous retrouvons les mêmes espèces animales, nous avons affaire à des dépôts du même âge, si différente que puisse être la roche rencontrée, ici grès, là calcaire, ailleurs argile ou schiste. Il suffit de se rappeler les conditions actuelles de formation des sédiments pour comprendre que les dépôts les plus variés peuvent se former simultanément et qu'il suffit d'un léger déplacement des rivages pour que leur répartition change. Aux *faciès* des fonds marins correspondent des adaptations locales de la faune (Cf. 5[e] Partie, ch. IV). D'où l'importance attachée par les géologues à la notion du faciès, qu'on a malheureusement souvent restreinte à la considération de la nature des roches (faciès calcaire, faciès gréseux).

L'ancienne nomenclature géologique porte encore les traces d'une conception désormais abandonnée, suivant laquelle le même faciès prédominait dans une région durant tout un étage. En consultant des cartes géologiques ou des mémoires datant seulement de 30 à 40 ans, on verra ainsi le Jurassique moyen désigné sous le nom d'Oolithe, une partie du

Jurassique supérieur appelé Corallien, et tous les étages de la série tertiaire parisienne dénommés par un nom de faciès : argile plastique, calcaire grossier, sables de Fontainebleau, etc. Bien qu'on ait essayé de rompre radicalement avec ces habitudes, on n'a pu renoncer à des termes d'un usage général. Nous continuons à appeler Carbonifère toute une immense ère géologique, bien que les dépôts n'en soient pas partout riches en charbon, Crétacé une époque où la craie n'est qu'un faciès local.

On admet actuellement comme principe essentiel de chronologie géologique les différences de faune fossile. L'effort tend à préciser les limites des étages par l'apparition ou la disparition d'espèces caractéristiques. Les noms donnés aux divisions secondaires sont tirés autant que possible des localités où elles ont été d'abord le mieux étudiées (exemple : Lutétien, de Lutèce, ancien étage du calcaire grossier; Dinantien, de Dinant, subdivision du carbonifère). La nomenclature constamment remaniée dans le détail n'a cependant depuis près de cinquante ans guère changé dans les grandes lignes.

On distingue trois grandes *ères* géologiques appelées *Primaire*, *Secondaire* et *Tertiaire*. Les termes de *Paléozoïque*, *Mésozoïque* et *Cénozoïque*, indiquant nettement les conditions d'ancienneté des faunes, sont moins employés, particulièrement le dernier. Chaque ère peut être considérée comme caractérisée par un groupe animal : le Primaire par les *Trilobites*, le Secondaire par les *Ammonites*, le Tertiaire par les *Nummulites*. C'est sur les variations de ces groupes qu'on a cherché à fonder les subdivisions en *périodes*, *étages*, *sous-étages* et *zones*. Les Ammonites se sont montrées particulièrement avantageuses pour cet usage; les zones d'Ammonites sont pour les géologues la véritable unité chronologique du Secondaire. Pour une partie du Primaire (Silurien) on a de plus en plus recours aux *Graptolithes*.

Les sédiments antérieurs au Primaire ne peuvent, en l'absence de traces organiques, faire l'objet d'un classement. On les désigne généralement sous le nom de *Précambrien*.

Quant aux dépôts les plus récents, ils forment l'ère *Quaternaire* ou *Pleistocène*.

On ne peut avoir une idée de la durée des périodes géologiques, mais leur étendue relative mérite d'être considérée. Tout semble indiquer que les périodes les plus anciennes ont été les plus longues. Ce n'est qu'à une connaissance plus facile des changements de la faune que nous devons les subdivisions des périodes récentes. On peut dire pour fixer approximativement les idées que tout le quaternaire correspond à une zone du Tertiaire tout le Secondaire à une période du Primaire. Quant au Précambrien, il forme une série illimitée, équivalant peut-être à tout l'ensemble des terrains géologiques postérieurs. On conçoit dès lors combien la précision des données paléogéographiques diminue pour les périodes anciennes et quels prodigieux changements ont pu se passer avant que nous commencions à pouvoir entrevoir les traits généraux du dessin géographique.

La chronologie géologique, fondée sur les transformations des faunes fossiles, peut sembler au premier abord d'une médiocre utilité

dans les recherches paléogéographiques. Cependant, si l'apparition ou la disparition des espèces est considérée comme due au jeu de l'évolution, on sait que l'une des causes de l'évolution réside précisément dans les changements du milieu. Il est donc vraisemblable que les changements de la faune doivent être en rapport avec ceux du dessin géographique. Ainsi la paléogéographie peut et doit être d'accord avec la classification des terrains fondée sur la faune.

Principes de la reconstitution des continents. — Le premier desideratum de la paléogéographie est de fixer la répartition des continents et des océans, aux différentes périodes géologiques. Pour y arriver on peut chercher à tracer les rivages des mers anciennes. Les premiers essais de ce genre étaient fondés sur la considération des affleurements de terrains de la période envisagée, mais on a dû reconnaître que cette méthode est tout à fait grossière, car des étendues très grandes de terrains peuvent être cachées sous des sédiments plus récents ou ont pu être totalement enlevées par l'érosion. Ainsi le Jurassique a probablement recouvert à peu près tout le Morvan, le Trias, la presque totalité des Vosges.

Un critérium plus sûr est le faciès. Par analogie avec les dépôts actuels, nous pouvons distinguer des dépôts de mer plus ou moins profonde et des dépôts littoraux. Ces derniers, caractérisés par des matériaux détritiques plus ou moins grossiers et une faune en rapport avec les fonds de la plateforme continentale, indiquent évidemment la proximité d'un ancien rivage. Mais, quand ce faciès se retrouve sur une grande étendue, le critérium perd en précision. Il n'y a pas lieu de s'en étonner, sachant combien les déplacements du rivage sont fréquents dans le domaine de la plateforme littorale où se produisent ces dépôts.

Si l'absence de dépôts n'est pas un témoignage certain d'émersion pendant la période à laquelle correspond la lacune, la certitude est plus complète lorsqu'il existe des dépôts continentaux caractérisés par des fossiles manifestement adaptés à la vie dans les eaux douces ou sur la terre ferme, ou par l'abondance des restes de plantes. Il est malheureusement souvent difficile d'établir un parallélisme entre ces séries et les séries marines, par suite de fixer exactement l'âge des dépôts continentaux. Ainsi l'extension des couches à plantes fossiles de l'Angara a permis à SUESS [2] de reconstituer un ancien continent Nord-Asiatique, appelé par lui *continent de l'Angara*; la flore à fougères du genre Glossopteris des dépôts continentaux anciens de l'Inde et de l'Afrique du Sud dénote l'existence d'un ancien *continent à Glossopteris*, appelé aussi *continent de Gondwana* (du nom de la

province de l'Inde où ces couches ont été d'abord observées). Mais il est dificile de fixer exactement la durée de la période d'émersion à laquelle correspondent ces dépôts; on sait seulement que le continent de l'Angara a duré pendant la plus grande partie du Secondaire et que le continent de Gondwana a existé à la fin du Primaire.

L'étude des faunes fossiles marines permet de se prononcer dans certains cas. Quand nous trouvons des formes différentes dans deux régions voisines, nous sommes fondés à admettre que les dépôts observés sont ceux de deux bras de mer sans communication directe. La faune terrestre actuelle peut elle-même donner des indications précieuses sur l'ancienne extension et les relations des surfaces continentales. Ainsi la persistance en Australie d'espèces animales analogues à celles qu'on trouve dans les dépôts secondaires de l'Europe (Marsupiaux) ne peut s'expliquer que par une liaison avec l'Eurasie rompue avant le début du Tertiaire. La survivance à Madagascar des lémuriens, jadis communs dans l'Inde, fait supposer l'existence d'un ancien continent Indo-Malgache auquel on a donné le nom de *Lémuria*.

Ces données sont, il est vrai, encore plus vagues que celles tirées des faciès. On voit à quel degré de précision peuvent prétendre les essais de reconstitution des anciens continents. On ne doit y voir que des esquisses. Les derniers essais paléogéographiques manifestent une tendance à négliger le tracé hypothétique des anciens rivages, et à distinguer plutôt les zones profondes des anciens océans correspondant aux zones pélagiques et abyssales actuelles (cf. 3e Partie, p. 264) des zones peu profondes correspondant à la plateforme continentale [Haug, 4 et 34]. On a donné le nom de *géosynclinaux* aux zones pélagiques où la sédimentation se fait d'une façon continue avec des faciès particuliers, différents de ceux de la plateforme continentale, où les avancées et les reculs de la mer changent fréquemment les conditions géologiques.

La fixation de l'étendue des géosynclinaux, des plateformes continentales temporairement recouvertes par les eaux, et des masses continentales stables à l'abri des invasions marines, tel paraît être le véritable avenir des recherches paléogéographiques. Mais ces données n'intéressent pas seulement le dessin géographique envisagé dans un plan horizontal, elles supposent la connaissance du relief et sont intimement liées à l'étude des périodes orogéniques, si importante pour la géographie.

Age des montagnes et des pénéplaines. — La connaissance des

reliefs anciens est fondée sur une induction tirée de la coïncidence, à l'heure actuelle, des plus hautes montagnes avec les régions de dislocations récentes. On peut admettre que là où l'on constate des plissements, il a dû exister un relief important. Il s'agit donc, en définitive, de déterminer les périodes d'activité orogénique et les régions où cette activité se fait sentir.

Le principe qui permet de reconnaître l'existence de mouvements orogéniques et d'en fixer la date est celui de la *discordance de stratification*. Les couches géologiques d'âge différent sont *en concordance*,

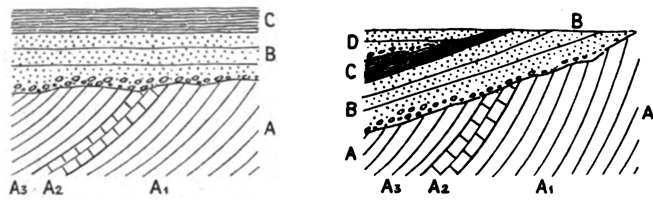


Fig. 272. — Discordance de stratification.

A gauche, une seule période orogénique indiquée par la discordance de la série BC sur la série A. — A droite, deux périodes indiquées par la discordance de la série BC avec la série A, et de D avec BC.

lorsqu'elles sont superposées normalement, les plans de stratification restant parallèles. Dans ces conditions, il est évident qu'aucun mouvement du sol ne s'est produit depuis le moment où s'est déposée la couche inférieure, qui est la plus ancienne; et cette conclusion est valable, quelle que soit la position de ces couches, même si elles sont plissées. Au contraire, lorsqu'une couche est séparée de la couche antérieure, sur laquelle elle repose par un plan oblique à sa stratification, on dit qu'il y a *discordance* (fig. 272). Un mouvement du sol a dû se produire entre le dépôt de la couche la plus ancienne et celui des couches récentes.

Partout où l'on observe le même phénomène, on est fondé à en induire l'existence d'anciennes montagnes. On ne doit pas oublier cependant qu'il existe actuellement des régions très élevées et relativement peu disloquées (Plateaux du Colorado); il est donc probable que ce critérium ne nous fait pas reconnaître tous les anciens reliefs.

C'est encore par des observations géologiques, qu'on peut fixer l'âge des cycles d'érosion ayant abouti à la formation de pénéplaines.

Lorsqu'une pénéplaine est recouverte de sédiments, on peut affirmer quelle est plus ancienne que ces sédiments et plus récente que les couches les plus jeunes qu'elle tranche obliquement. Les pénéplaines soulevées et attaquées par l'érosion sont, il est vrai, généralement dépouillées des sédiments qui les ont recouvertes, ou ne portent que des sédiments continentaux, alluvions anciennes très décomposées et sans fossiles qui puissent

permettre d'en fixer l'âge; mais une étude attentive peut souvent permettre de les suivre jusqu'à des points plus bas, où elles se montrent encore couvertes de couches contemporaines de leur formation ou légèrement postérieures. Ce critérium a été appliqué avec succès, notamment dans les Appalaches et les Karpates méridionales. La conservation de couches tertiaires sous des coulées de laves a permis de fixer l'âge de la pénéplaine la plus élevée du Massif Central.

L'âge de toutes les formes topographiques antérieures au dernier cycle d'érosion pourrait être fixé par des considérations analogues. L'étude des anciens niveaux d'érosion ne peut rester purement morphologique; elle doit être rattachée, autant que possible, à celle des sédiments pouvant servir à fixer leur âge.

Climats anciens. Bassins intérieurs. — Les changements qui se sont produits dans la répartition des climats au cours des périodes géologiques nous sont connus surtout par les caractères des flores et faunes fossiles. Ainsi la présence de Magnolias, Platanes, etc. dans les dépôts tertiaires du Spitzberg, prouve que cette région jouissait alors d'un climat tempéré. Les faunes marines méritent considération : la présence de coraux est incompatible avec des eaux froides.

On peut aussi tirer parti de la nature des dépôts continentaux : lacustres, fluviatiles, glaciaires ou éoliens. C'est ainsi qu'on a reconnu l'existence de périodes glaciaires au Cambrien et au Permien dans l'Afrique du Sud, l'Australie et la Chine par la présence de moraines argileuses à blocs striés. Les dépôts gypseux et salins indiquent un climat sec dans un bassin privé d'écoulement vers la mer, Lorsqu'ils sont accompagnés de sables, il n'y a guère de doute qu'on ait eu de véritables déserts. C'est ainsi que J. Walther [34] interprète comme le signe d'une grande extension du climat désertique les couches gréseuses et les marnes salifères du Trias.

La connaissance des bassins intérieurs privés d'écoulement vers la mer a un grand intérêt géographique. Ces bassins ont en effet formé des niveaux de base différents du niveau des océans; et il est possible que des surfaces d'érosion se soient développées en rapport avec ces niveaux locaux. Il est regrettable que l'attention des géologues ne se soit pas portée davantage sur l'étude des anciens bassins fermés.

Ère primaire, plissements huroniens, calédoniens et hercyniens. — On conçoit qu'il soit difficile de fixer les grands traits du dessin géographique dans les premiers temps géologiques. Les tracés des continents paléozoïques donnés par divers auteurs diffèrent complètement les uns des autres. Quelques faits sont cependant établis. Les parties les plus septentrionales des continents européen et américain nous offrent des traces de plissements intenses et répétés.

Les terrains cambriens reposent en discordance sur des couches plissées et arasées ; il y a eu une période de plissements précambriens, dont les traces sont particulièrement nettes dans le Canada septentrional (ancien pays des Hurons), d'où le nom de *plissement huronien*. Partout où nous apparaissent les terrains précambriens plissés, nous sommes fondés à supposer l'existence d'aires continentales plus ou moins montagneuses au début du primaire. Il est remarquable qu'on y constate en beaucoup d'endroits des traces de volcanisme. La découverte récente de schistes argileux à cailloux striés typiques dans le Cambrien de la Chine [Bailey-Willis, 12] prouve qu'une période glaciaire a marqué dans une partie de l'hémisphère Nord les débuts du paléozoïque, et que l'extension des continents était alors plus grande qu'on ne le supposait jusqu'à ces dernières années.

La fin du Silurien et le Carbonifère apparaissent comme des époques de plissements intenses, accompagnés de charriages, encore parfaitement reconnaissables dans le Nord de l'Europe et suivis de manifestations volcaniques. Depuis les exposés synthétiques donnés par Suess [2] et Marcel-Bertrand [5], on désigne ces plissements sous les noms de *plissements calédoniens* (silurien) et *armoricain-varisques* ou *hercyniens* (carbonifère). Marcel-Bertrand a montré en particulier comment les zones de plissements primaires en Europe s'étalaient de plus en plus vers le Sud, comme si les masses continentales refoulaient progressivement vers l'équateur les océans (fig. 273). Les traces des plis hercyniens se retrouvent partout dans la zone méditerranéenne affectée depuis par les plissements alpins à l'époque tertiaire. On en a même découvert des indices certains dans le Sahara et récemment dans le Nord de la Chine [Bailey Willis, 12].

Dans l'hémisphère Sud, on a trouvé au Transvaal et en Australie des argiles à blocs striés, reposant sur des roches moutonnées. L'âge de ces dépôts est rapporté au Permien inférieur ou au Carbonifère supérieur. La phase orogénique hercynienne a donc été accompagnée, comme la phase huronienne, par une période glaciaire.

La signification géographique de ces faits est assez nette. Ils nous expliquent l'extension des massifs anciens qui forment comme le noyau de tous les continents. Dans l'hémisphère Nord, trois masses stables apparaissent dès les débuts des temps primaires : l'une dans le Canada septentrional, c'est la *terre algonkienne*, l'autre dans l'Europe septentrionale (*terre scandinave*), la troisième dans la Sibérie centrale (*terre sibérienne* ou *continent de l'Angara* de Suess). La jonction ou la disjonction de ces masses continentales dépend des

mouvements épeirogéniques, ou des effondrements qui suivent les plissements. D'un autre côté, il y a des bassins océaniques assez constants, disposés généralement dans le sens des parallèles, et qui tendent à former un anneau plus ou moins continu. A l'époque carbonifère moyenne, cet anneau paraît bien formé ; c'est le premier rudiment de la *Téthys* secondaire et du géosynclinal alpin (fig. 277).

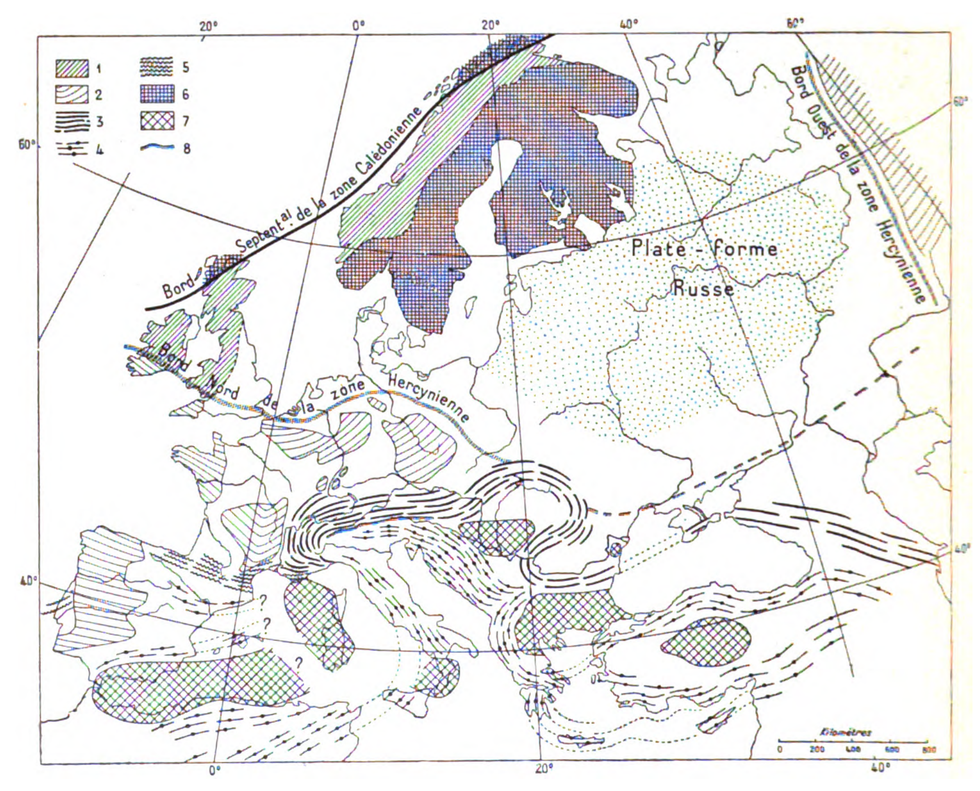


Fig. 273. — Zones de plissement en Europe, d'après Marcel-Bertrand et Suess.
1, zone calédonienne; 2, zone hercynienne ; 3-5, zone alpine; 3, plis alpins proprement dits; 4, plis dinariques; 5, plis pyrénéens; 6, massifs anciens huroniens; 7, massifs anciens hercyniens englobés dans les plis de la zone alpine; 8, cicatrice tonalitique.

Dans l'hémisphère Sud, l'existence de masses continentales anciennes est incontestable. La paléontologie et la biogéographie actuelles tendent à prouver qu'elles ont dû être soudées à peu près entièrement jusqu'au début du Secondaire. Au Permien, la même flore, caractérisée par des fougères spéciales (*Glossopteris*), s'étendait de l'Inde à l'Australie et à l'Afrique du Sud actuelles. C'est le *continent de Gondwana*. La liaison avec l'Amérique du Sud est rendue

vraisemblable par l'existence de la flore à Glossopteris dans les Andes et par toute l'évolution de la faune terrestre [Ihering, 10].

Ère secondaire; les géosynclinaux et les aires continentales. — L'ère primaire embrasse une durée colossale, pendant laquelle ont pu se produire les vicissitudes les plus diverses. L'ère secondaire est plus limitée, son histoire est plus simple et mieux connue.

Le trait essentiel en est l'existence d'un chapelet de mers profondes, communiquant presque toujours entre elles, et s'étendant sur l'emplacement qu'occuperont les chaînes alpines tertiaires (fig. 274). C'est à Neumayr [1] que revient le mérite d'avoir mis en lumière par ses études sur le Jurassique l'existence de cette sorte de Méditerranée archaïque, à laquelle Suess a donné le nom de *Téthys*. D'un bout à l'autre de cette zone, des Antilles jusqu'à la Nouvelle-Zélande, en passant par la Méditerranée, la Perse, l'Inde et l'Insulinde, on trouve des faciès analogues, la faune marine évolue dans le même sens et offre au même moment les mêmes espèces. Cette zone a les caractères d'une fosse profonde et allongée, d'un *géosynclinal*; ses bords sont tantôt recouverts par la mer, tantôt exondés, suivant le jeu des mouvements épeirogéniques.

Les masses continentales individualisées pendant le Primaire se sont consolidées autour des trois noyaux de terrains anciens plissés de l'hémisphère Nord. Autour de la masse sibérienne s'est développé un continent qui s'étend du Nord au Sud sur presque toute l'Asie (*continent Sino-Sibérien*). Le noyau scandinave et le noyau algonkien semblent avoir été la plupart du temps réunis; l'évolution de la flore et de la faune continentales serait difficilement explicable autrement. Mais la mer sépare ce *continent Nord-Atlantique* du continent Sino-Sibérien. La fosse géosynclinale, qui occupait l'emplacement de l'Oural actuel, s'était déjà dessinée à la fin du Primaire, particulièrement au Permien. Pendant le Secondaire, les eaux qui s'y sont rassemblées débordent fréquemment sur la plateforme russe, où nul plissement ne s'est prononcé depuis le Silurien.

Dans l'hémisphère Sud, le morcellement du continent austral commence. Nul doute n'est possible sur l'existence d'un bras de mer jurassique séparant l'Inde et Madagascar de l'Afrique. Ainsi s'individualisent un *continent Africano-Brésilien* et un *continent Australo-Indo-Malgache*. L'existence d'un continent occupant l'emplacement du Pacifique actuel est plus douteuse; cependant le pourtour de ce continent hypothétique parait bien marqué par une fosse géosyn-

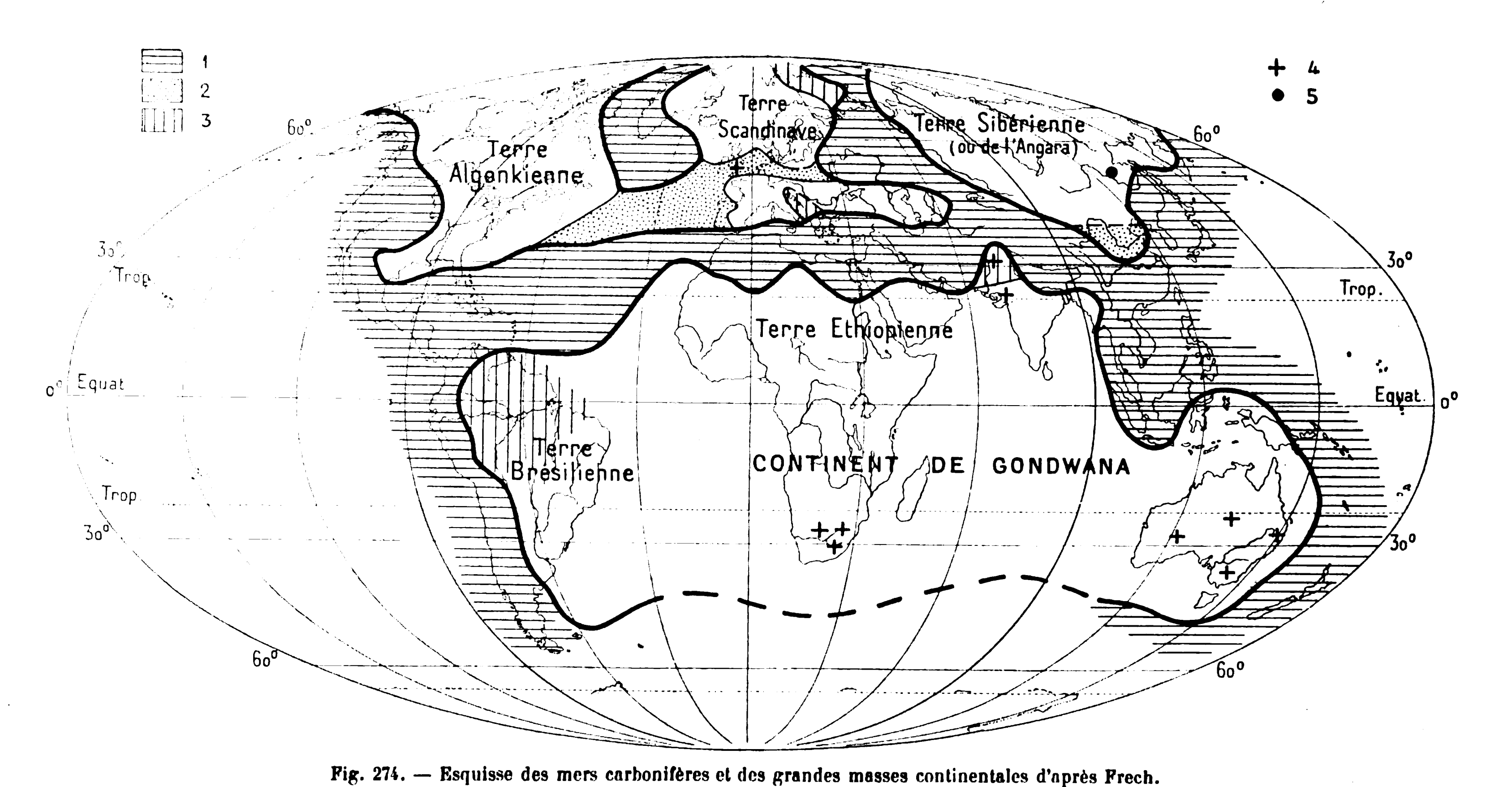


Fig. 274. — Esquisse des mers carbonifères et des grandes masses continentales d'après Frech.

1 et 2, mers au Carbonifère moyen; 1 et 3, mers au Carbonifère supérieur; 2, régions abandonnées par la mer au Carbonifère supérieur; 3, régions envahies par la mer au Carbonifère supérieur; 4, traces glaciaires permo-carbonifères; 5, traces glaciaires cambriennes.

clinale continue [Haug, 4], et l'évolution de la faune terrestre suppose une liaison persistante entre la côte Chilienne et la Nouvelle-Zélande [Ihering, 9].

Morcellement des continents. — La plupart des géologues admettent que l'ère secondaire a été une époque de tranquillité relative de l'histoire du globe. Les indices de plissements énergiques y sont en effet rares. Les discordances qu'on observe partout peuvent s'expliquer le plus souvent par des mouvements épeirogéniques de faible amplitude, faisant déborder la mer des fosses géosynclinales sur les plateformes continentales. D'après Haug [4], tous les faits actuellement connus confirment cette loi, que les transgressions et les régressions se produisent inversement sur le bord des aires continentales et des géosynclinaux.

Il faut remarquer cependant que le volcanisme n'est nullement absent (porphyres des Alpes calcaires méridionales, andésites du Pérou) et que des mouvements orogéniques intenses se sont produits à la fin du Secondaire dans les Alpes, les Karpates et les chaînes méditerranéennes. Ce sont les premiers tressaillements de la phase orogénique qui marque l'époque tertiaire. Mais le fait essentiel est le morcellement des anciennes masses continentales.

Le continent Nord-Atlantique est celui dont nous suivons le mieux la dissolution. La zone hercynienne est attaquée de bonne heure en Europe. La répartition actuelle des affleurements secondaires dessine une série de bassins (bassin parisien, bassin souabe, bassin d'Aquitaine) qui correspondent à la position moyenne des mers bordières de la Téthys; tandis que les massifs anciens : tels le Massif Armoricain, le Plateau Central, le Massif Vosges-Forêt Noire, le Massif Bohémien, correspondent à la position moyenne de vastes îles basses souvent envahies par la mer, restes des montagnes hercyniennes arasées et transformées en pénéplaines. Ainsi se préparent les éléments d'un dessin géographique, plus d'une fois brouillé ou effacé, mais qui se précisera au Tertiaire, et auquel la période des grandes érosions pliocènes donnera une signification nouvelle.

Les deux périodes où la transgression marine est le plus marquée sont le Jurassique et le Crétacé moyens. Le Cénomanien a recouvert plus ou moins complètement la plupart des pénéplaines anciennes. La figure 275 donne une idée de son extension. Le continent Algonkien paraît avoir été l'élément le plus stable de l'hémisphère Nord; toutefois la transgression cénomanienne s'y étale à la faveur d'un affaissement lent, qui prépare la formation du bassin du Mississipi. L'axe

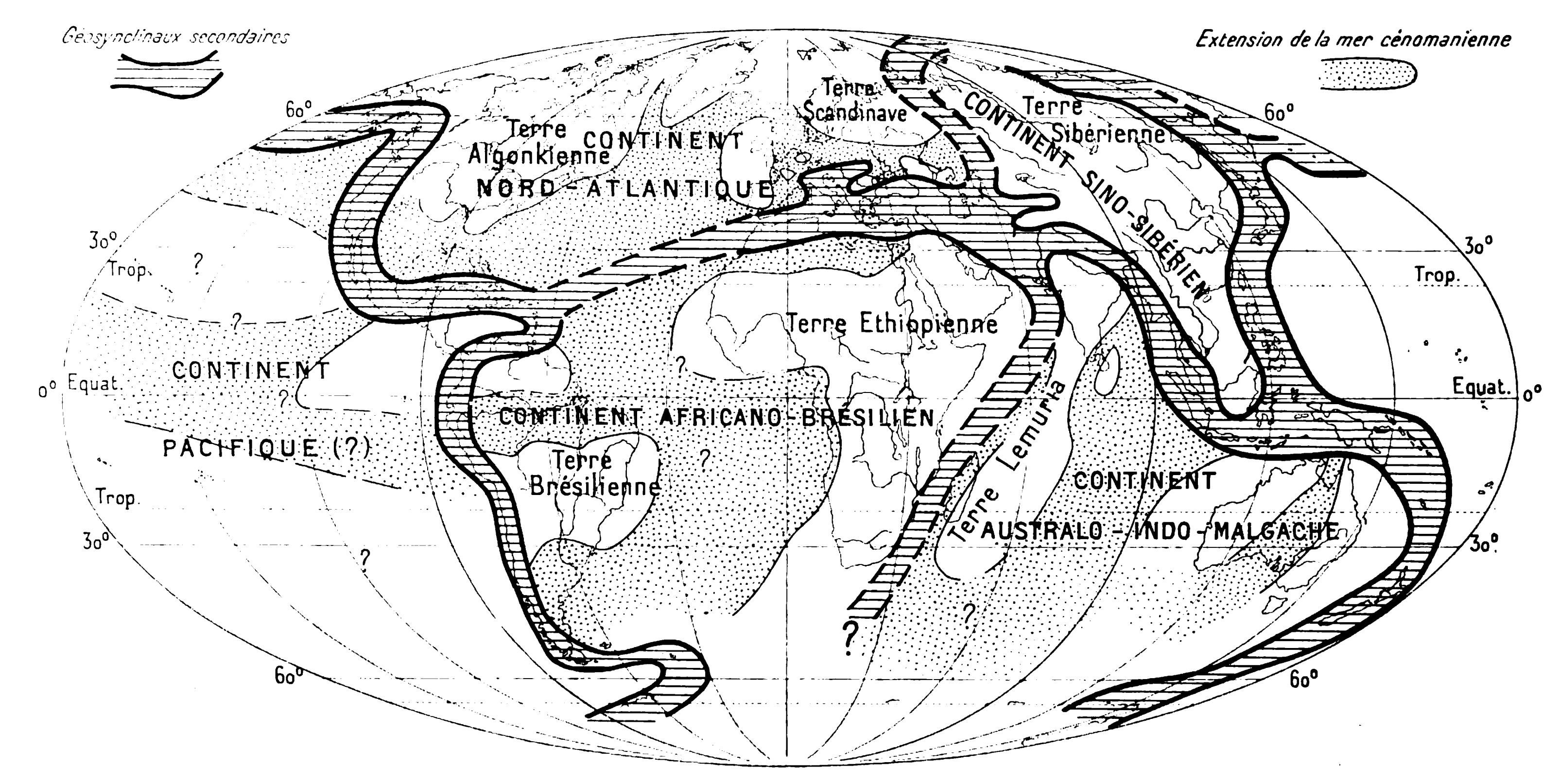


Fig. 275. — Esquisse des géosynclinaux et des masses continentales de l'ère secondaire, d'après Haug.
Extension de la mer Cénomanienne sur les plates-formes continentales, d'après A. de Lapparent et Frech.

du grand fleuve correspond à une zone d'ennoyage caractéristique.

Dans l'hémisphère Sud, l'événement le plus important est la destruction du continent Australo-Indo-Malgache déjà scindé en trois au Jurassique. Les couches crétacées découvertes sur la côte orientale de Madagascar prouvent l'existence d'une mer séparant cette région de l'Australie. La communication avec l'Inde a dû subsister jusqu'au Tertiaire. La transgression cénomanienne s'est fait sentir de ce côté aussi sur la plateforme continentale. Presque toute l'Australie intérieure a été envahie.

Le continent Africano-Brésilien lui-même n'est pas resté à l'abri de l'invasion marine. Les différences de la faune de la Guyane avec celle du Brésil dénotent, d'après IHERING, une séparation remontant plus loin que le Tertiaire [9].

Quant à l'hypothétique continent Pacifique, la fin du Secondaire marque le moment où il n'est plus possible d'admettre son existence. Les affinités de la faune de l'extrême Sud Américain avec la Nouvelle-Zélande semblent indiquer seulement la persistance, jusqu'au début du Tertiaire, de communications par une terre antarctique [IHERING, 9].

Changements de climats. Bassins intérieurs. — L'ère Primaire a vu des transformation radicales des climats, dont l'explication reste encore très obscure : extension glaciaire dans l'hémisphère Sud au Permien (Australie, Cap) et dans une partie de l'hémisphère Nord au Cambrien (Chine), régime désertique probable au Dévonien et au Permien dans l'hémisphère Nord. L'époque secondaire semble avoir été marquée par une évolution plus continue. La zone chaude paraît s'être étendue constamment sur la zone tempérée actuelle. Mais l'existence de dépôts salins et gréseux sans fossiles au Trias indique un régime de bassins intérieurs, et de déserts ou semi-déserts en Europe. D'après PASSARGE [33], ce régime désertique aurait régné pendant presque tout le Secondaire dans ce qui restait de l'ancien continent de Gondwana, on en trouverait les traces très nettes dans toute l'Afrique du Sud.

Le Tertiaire, formation des chaînes alpines. — C'est au Tertiaire que se produisent les grands événements qui décideront de l'aspect géographique actuel du globe. Le plus important est la formation des plissements alpins.

L'activité orogénique avait commencé à se manifester en divers points à la fin du Secondaire. La transgression cénomanienne sur les plateformes continentales peut être en partie expliquée comme la conséquence de régressions et de plissements dans les géosynclinaux. Mais c'est au Tertiaire et particulièrement pendant le Néogène, que le phénomène s'accentue. C'est au Miocène que les

plissements atteignent leur plus grande intensité dans les Alpes.

L'extension des plissements alpins a été retracée par Suess dans

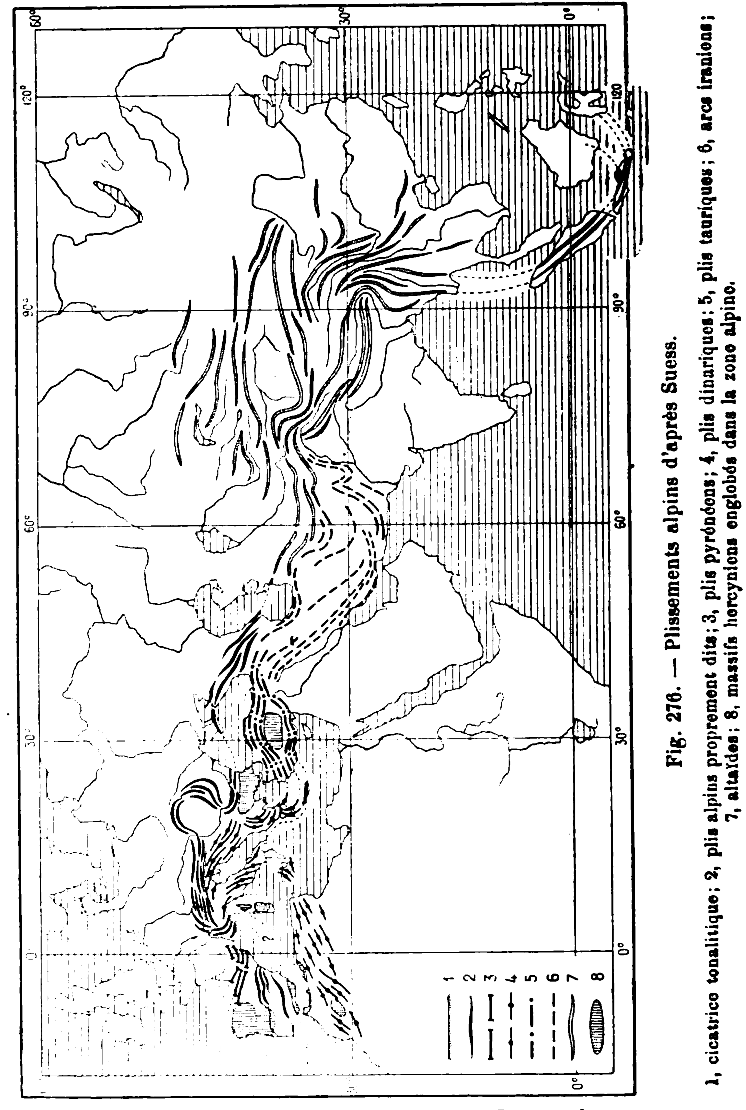


Fig. 276. — Plissements alpins d'après Suess.

1, cicatrice tonalitique; 2, plis alpins proprement dits; 3, plis pyrénéens; 4, plis dinariques; 5, plis tauriques; 6, arcs iraniens; 7, altaïdes; 8, massifs hercyniens englobés dans la zone alpine.

son magistral ouvrage *La Face de la Terre*. Les sédiments accumulés sur une grande épaisseur dans la fosse géosynclinale de l'ancienne Téthys sont, d'un bout à l'autre de la zone, soumis à des efforts de compression latérale qui les font se dresser en plis, généralement déversés dans le même sens. Loin de manifester partout la même orientation, ces plis sont presque toujours recourbés et forment des arcs groupés en festons, ou en guirlandes accro-

chées. Suess nous les montre étroitement serrés dans le domaine Sud-Européen, mais s'étalant largement sur toute l'Asie centrale et méridionale, l'Insulinde et jusqu'à la Nouvelle-Zélande.

On peut, avec lui, les grouper en une série de faisceaux qui correspondent à des individualités orographiques plus ou moins nettes (fig. 276; cf. fig. 273).

En Europe, les Alpes nous montrent l'accollement de deux faisceaux différents : le faisceau alpin proprement dit, où les plis sont déversés vers le Nord; le faisceau dinarique, où les plis sont déversés vers le Sud. La soudure se fait le long d'une ligne d'écrasement intense, marquée par des éruptions d'un granite spécial, la *tonalite*. C'est la *cicatrice tonalitique*, dont l'influence sur le relief se traduit si nettement dans les Alpes orientales (ligne du Gailthal). Les plis dinariques s'étalant sur la péninsule balkanique occidentale, se relient aux *plis tauriques*, dont les festons déterminent la forme de l'Asie Mineure. Les plis alpins, se continuant par ceux des Karpates, de la Crimée et du Caucase, devraient être rattachés au système des *Altaïdes*. Les arcs de l'Iran, unis par ceux du Séistan au système Himalayen, appartiennent à une autre série de festons.

D'une manière générale, les festons de plis sont plus serrés et plus irréguliers en Europe où ils ont été gênés par les massifs anciens, restes des chaînes hercyniennes. En Asie, ils semblent s'être développés avec plus de liberté; les rebroussements de direction, s'ils sont parfois très brusques (Séïstan), sont moins fréquents; chaque arc garde son indépendance. Cependant le dessin général présente toujours une série d'élargissements et de rétrécissements, qui se traduit encore nettement dans le relief.

Il suffit de suivre les lignes tectoniques de la figure 276 sur notre carte hypsométrique pour voir qu'elles ne correspondent pas toujours exactement à des reliefs. Il y a des lacunes particulièrement importantes dans le monde méditerranéen; elles s'expliquent en partie par les effondrements de la fin du tertiaire, dont il sera question plus loin, en partie par les mouvements épeirogéniques qui ont affecté la zone plissée.

L'importance de ces mouvements d'ensemble commence seulement à être reconnue. C'est à eux qu'on doit attribuer le relief des zones de plissement tertiaires (cf. chap. v.) Ils ont déterminé des aires de soulèvement maximum, où l'érosion a enlevé des paquets de couches de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, créant une structure orographique très différenciée, et des aires d'ennoyage où les plis sont masqués sous les alluvions récentes ou même envahis par la mer. Tout porte à croire que ces mouvements se sont produits à plusieurs reprises; on en a des preuves certaines dans les chaînes dont le plissement est le plus ancien, comme les Karpates méridionales; on commence à le soupçonner pour les Alpes (chap. VII).

Mouvements des massifs anciens en Europe. — Le contre-coup des plissements alpins ne pouvait manquer de se faire sentir sur les anciens massifs continentaux. C'est en Europe que ces relations sont le plus nettes. L'histoire de la zone hercynienne apparaît jusqu'au milieu du tertiaire comme la continuation de celle des temps secondaires. Les massifs stables sont plus rarement recouverts par les transgressions; les mers bordières tendent à devenir des golfes, ou même des mers continentales. Elles évoluent jusqu'à n'être plus par moments que des lagunes saumâtres. Le bassin parisien est occupé presque entièrement à la fin de l'oligocène par un lac. Dans l'ensemble, il y a donc régression. Nous verrons tout à l'heure où se portent les eaux marines ainsi chassées.

Les grands plissements miocènes se répercutent nettement dans toute cette zone. Les couches tertiaires du bassin parisien sont affectées d'ondulations peu accentuées, mais suffisantes pour déterminer l'orientation du réseau hydrographique et des buttes-témoins, comme nous l'avons vu (chap. VII). Ces ondulations épousent les directions des anciens plis hercyniens.

Les massifs anciens eux-mêmes sont affectés de mouvements importants et de caractère complexe. Il y a à la fois soulèvement en bloc et formation d'ondulations à large rayon de courbure de la surface topographique. Le côté le plus soulevé fait face aux plis alpins dans le Plateau Central comme dans l'ancien massif Vosges-Forêt Noire, tel qu'il existait avant la formation du fossé rhénan. Les terrains secondaires ou tertiaires recouvrant partiellement les massifs s'affaissent par paquets le long de failles marginales sur le bord du bloc soulevé (failles des Cévennes, failles du Luxembourg, failles de Thuringe). Mais le massif ancien lui-même ne peut conserver son intégrité; des cassures s'y produisent, et, comme une clef de voûte rompue, des compartiments s'affaissent. Les fossés tectoniques ainsi produits sont généralement orientés dans un sens méridien (fossé rhénan brisant le massif Vosges-Forêt Noire, fossés de la Limagne et du Forez dans le Plateau Central). Ces cassures et ces mouvements verticaux déterminent l'explosion du volcanisme. Presque tous les massifs anciens voient leur relief modifié par l'édification d'appareils éruptifs. La grande extension du volcanisme est un des faits capitaux de l'ère tertiaire. Son activité s'étant prolongée jusqu'au Quaternaire, les formes de relief originales qu'il crée, bien que rapidement détruites par l'érosion, sont encore remarquablement conservées.

Formation des océans. — Ces faits sont assez bien établis pour

nous permettre d'interpréter les changements plus importants dont la surface du globe est le théâtre. Nous assistons à un morcellement général des continents, aboutissant à la formation des océans actuels.

Les restes du continent de Gondwana disparaissent à peu près entièrement sous les flots de l'océan Indien. L'Australie est certainement isolée dès le Tertiaire ancien; elle conservera sa faune de mammifères archaïques (aplacentaires). L'Inde elle-même forme au même moment un continent à part. L'évolution zoologique nous force à admettre que Madagascar a communiqué temporairement

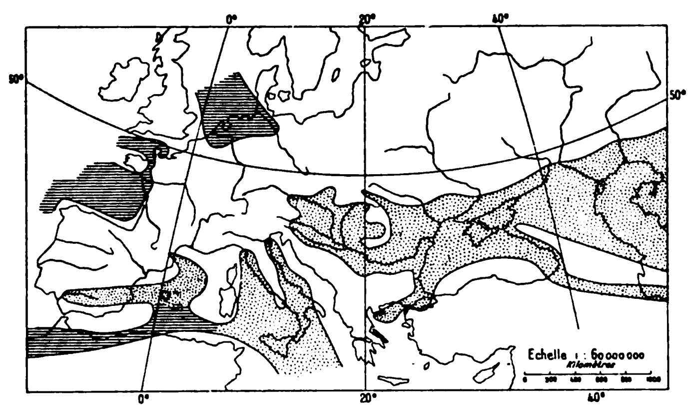


Fig. 277. — Europe miocène (Sarmatien) d'après A. de Lapparent.
Le pointillé indique les mers intérieures où tend à prédominer le faciès lagunaire.

avec l'Afrique, mais à partir du Néogène on ne peut douter qu'elle ne soit définitivement devenue une île. Des fractures méridiennes, encore jalonnées par des traînées d'îles volcaniques, paraissent avoir préparé ce morcellement. Elles se sont propagées dans la masse solide africaine, qui jusque-là avait résisté. De la Syrie jusqu'au Zambèze s'étend un champ de fractures méridiennes, qui ne peuvent remonter plus loin que le Néogène et dont quelques-unes sont même certainement quaternaires. De grandioses appareils volcaniques accompagnent ces fossés tectoniques, dont nous avons montré l'importance géographique (chap. v).

La formation du bassin Atlantique s'étendant d'un pôle à l'autre date aussi du Tertiaire. Rien ne permet d'affirmer qu'elle soit due à des failles; il est donc vraisemblable d'admettre des mouvements d'ensemble positifs affectant à la fois les massifs anciens et les zones de plissements récents. La jonction entre l'Afrique et le noyau ancien du Brésil ne peut être prolongée plus loin que l'Éocène. Le bassin

Atlantique septentrional est presque entièrement formé à partir du Miocène. Un isthme assez large, joignant le Groenland à l'Angleterre par l'Islande, était le seul reste de l'ancien continent Atlantique. Il a laissé comme trace le seuil sous-marin, dont nous avons montré le rôle dans la circulation océanique et qui détermine les caractères climatiques du bassin polaire (3e partie, chap. II, III).

La formation de l'Atlantique montre que le morcellement n'a pas seulement atteint les continents anciens. C'est en Europe que la zone des plissements alpins est le plus manifestement attaquée. On y assiste au déplacement vers le Sud d'un chapelet de mers, qui s'établit sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle. A l'Éocène et l'Oligocène existaient encore une série de bassins ou de manches dans la zone hercynienne. Au Miocène ils ont disparu, mais plus au Sud apparaît un chapelet de mers plus ou moins isolées, occupant les parties de la zone alpine affectées de mouvements verticaux négatifs; ce sont les mers sarmatiennes (fig. 277), qui se transforment en bassins fermés, puis en lacs. Mais à la fin du tertiaire une série d'effondrements ou d'affaissements vient ouvrir de nouvelles fosses, plus ou moins profondes, encore plus au Sud. C'est là que s'établira la Méditerranée actuelle, dont la formation a duré jusqu'au Quaternaire.

Le Pliocène, mouvements épeirogéniques et mouvements eustatiques. — La dernière subdivision du Tertiaire, la période pliocène, doit être celle où se sont accomplis les événements les plus décisifs pour la fixation de la géographie actuelle. Il est d'autant plus important d'en connaître exactement les vicissitudes. Elles ont presque la même importance géographique que les phénomènes quaternaires. Cependant, il faut avouer que les désaccords les plus graves existent entre les géologues sur l'interprétation des faits connus.

De l'avis général, les contours des continents étaient à peu près fixés au Pliocène inférieur. C'est à ce moment que se forme la Méditerranée occidentale par l'ouverture du détroit de Gibraltar et l'affaissement de portions d'arcs alpins. Cependant l'existence en Corse d'un cerf spécial appartenant au groupe pliocène (*C. cazoti*) prouve que cette île est restée jusqu'au Quaternaire unie au continent. L'Italie n'existait pas non plus sous sa forme actuelle. Le S.-E. de l'Europe, y compris l'emplacement de la Méditerranée actuelle, était occupé en partie par des lacs, restes des anciennes mers sarmatiques entièrement dessalées, dont la mer Caspienne et la mer d'Aral sont les derniers témoins. L'Angleterre était certainement encore une presqu'île, comme le prouve sa faune de grands proboscidiens quaternaires. L'isthme islandais a dû subsister au moins pendant le Pliocène inférieur. Son affaissement coïncide avec une invasion de mollusques

arctiques (*Buccinium groenlandicum*, *Cyprina islandica*) dans le monde méditerranéen.

La présence de lambeaux de Pliocène inférieur marin dans certaines grandes vallées, souvent même au-dessous du thalweg actuel, a fait conclure à l'existence de bras de mer, improprement appelés *fjords pliocènes*, qui auraient envahi des vallées déjà creusées (vallée du Rhône). Les dépôts du Pliocène supérieur ont au contraire dans les mêmes régions le caractère de dépôts continentaux et se trouvent à des altitudes parfois considérables au-dessus des vallées actuelles. C'est sur l'interprétation de ces faits que porte

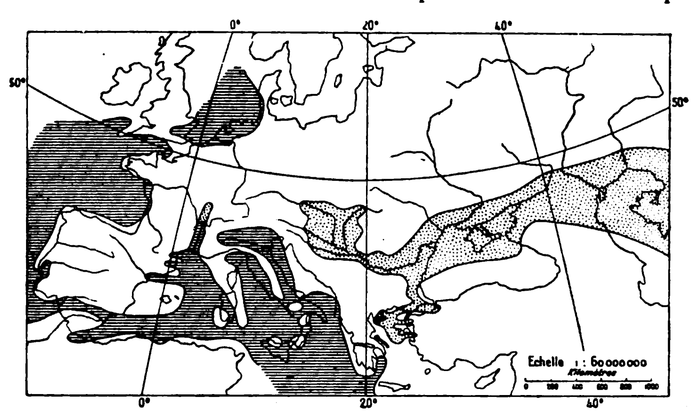


Fig. 278. — Europe pliocène, d'après A. de Lapparent.
Le pointillé indique le faciès lagunaire.

le désaccord. Les uns [Suess, 2; Lamothe, 28] les expliquent par des oscillations du niveau des mers déterminées par de grands effondrements (*mouvements eustatiques*); les autres y voient l'indice de mouvements d'ensemble responsables du relief actuel des continents [Penck, 29; Haug, 4]. L'hypothèse des mouvements du sol s'appuye surtout sur des observations faites dans les montagnes; celle des mouvements eustatiques sur des observations faites dans les plaines ou au bord de la mer. L'inclinaison des terrasses d'alluvions anciennes sur le bord des montagnes oblige à admettre des mouvements du sol; la constance des altitudes relatives des terrasses dans les plaines et surtout celle des plages marines appelle l'explication par changements du niveau de base. Il est donc probable qu'il y a une part de vérité dans les deux hypothèses. S'il en est ainsi, on comprendra qu'on ne puisse apporter aucun argument décisif en faveur de l'une ou de l'autre.

L'existence de plages marines aux mêmes altitudes sur toute l'étendue du globe prouverait indiscutablement la réalité des mouvements eustatiques. Mais, si ces mouvements ont été accompagnés de déformations de la croûte terrestre, les terrasses ne peuvent être partout au même niveau. On l'a constaté, même dans le bassin de la Méditerranée occidentale [Gignoux, 30]. Et il ne peut en être autrement : puisque, de l'avis de tous, les changements du niveau des mers auraient pour cause des dislocations du sol sous marin, comment admettre que ces mouvements de la croûte terrestre aient été limités aux bassins océaniques, sans se faire sentir sur les continents par des affaissements et des soulèvements compensatoires?

La tendance à l'*isostasie*, qui se manifeste sur toute la surface du globe par une densité plus forte de l'écorce terrestre dans les régions déprimées (v. 1re partie, ch. IV), ne permet pas d'admettre des affaissements considérables sans des soulèvements corrélatifs.

A cet argument théorique s'ajoute un argument de fait : les recherches morphologiques apportent chaque jour de nouveaux exemples de pénéplaines d'âge récent, qui se trouvent dans les montagnes de tous les continents à des altitudes très variées, atteignant plusieurs milliers de mètres. Il est impossible de concevoir des mouvements du niveau de base, capables d'expliquer à eux seuls cette disposition.

Mais si les mouvements des continents sont certains, il est peu vraisemblable que ces mouvements n'aient pas affecté aussi les régions océaniques et s'il en est ainsi, comment admettre qu'ils l'aient toujours fait dans des proportions exactement telles que le niveau de la mer ne subisse aucun changement?

Le champ reste donc ouvert à toutes les tentatives d'explication d'accord avec les faits.

On peut affirmer, en tout cas, que les mouvements du sol postérieurs à la grande phase de plissement tertiaire sont incontestables. Les preuves s'en multiplient chaque jour, même pour l'époque quaternaire. Le Pliocène a certainement été une période de grands changements géographiques qui ont contribué à donner au globe terrestre sa physionomie actuelle.

Le rythme général des oscillations pliocènes a comme résultante définitive une surélévation générale des continents. On ne peut s'empêcher d'être frappé de la coïncidence de ce fait avec les débuts de la grande extension glaciaire, qui est l'événement capital des temps quaternaires.

La période glaciaire quaternaire, ses caractères généraux. — Depuis le commencement du Tertiaire, les climats avaient subi une évolution continue vers le refroidissement. Les premiers indices d'une flore tempérée apparaissent dans les contrées polaires à la fin du Secondaire. Cette flore gagne vers le Sud pendant le Tertiaire ancien. Au Pliocène inférieur existaient déjà les zones climatiques actuelles, leurs limites étaient seulement reculées légèrement vers le Nord. C'est à la limite du Pliocène et du Pléistocène que se place le début de la grande extension glaciaire.

La présence d'énormes blocs de roches exotiques dans les plaines de l'Allemagne du Nord ou du bord des Alpes avait attiré l'attention des premiers géologues, mais était attribuée au transport par les glaçons sur la surface d'une ancienne mer. Cette hypothèse surannée explique les termes encore conservés de *blocs erratiques* appliqué aux blocs les plus gros des anciennes moraines, et de *diluvium* appliqué à l'ensemble des dépôts quaternaires d'origine glaciaire. Le Suédois TORELL eut le mérite de ruiner l'hypothèse de la *mer diluviale* et de montrer que les dépôts quaternaires de l'Alle-

magne du Nord étaient les moraines d'une énorme calotte glaciaire semblables à celle du Groenland actuel, qui couvrait le massif scandinave et débordait sur l'Europe centrale. La même explication a été étendue aux dépôts quaternaires de l'Amérique du Nord. Maintenant, grâce aux

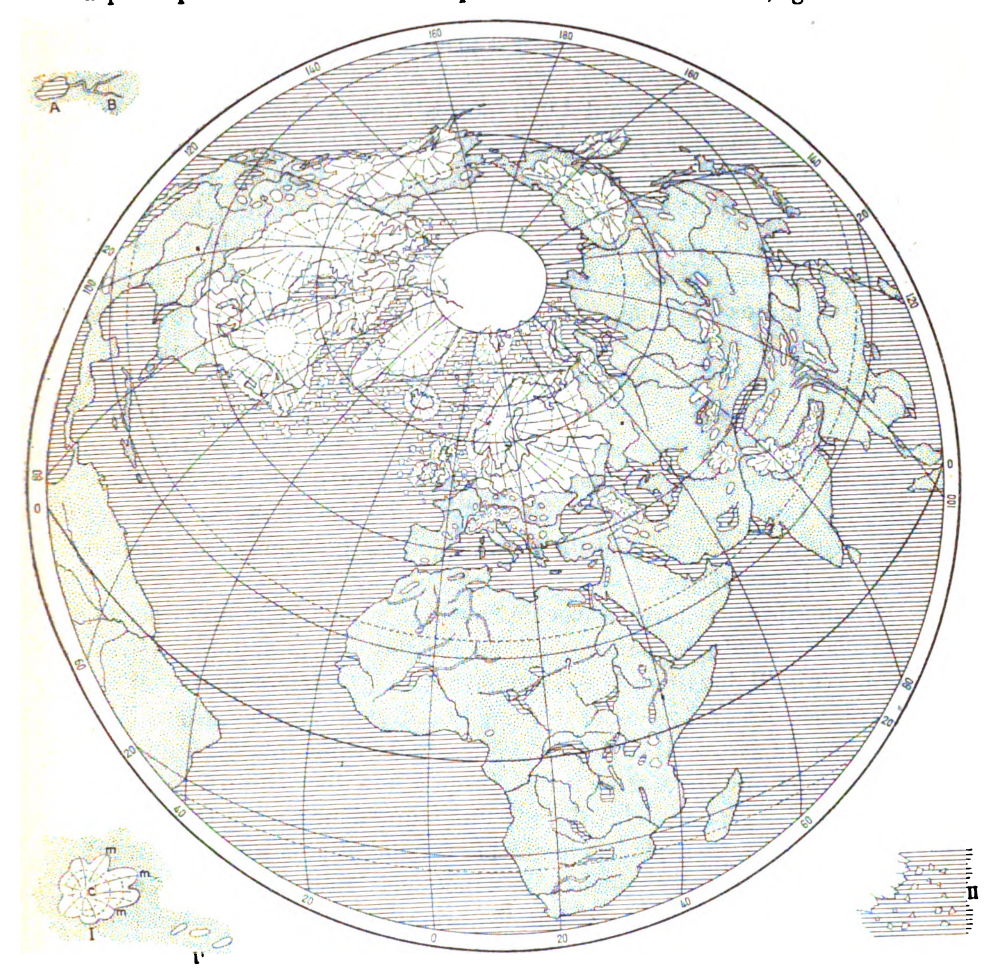


Fig. 279. — Extension glaciaire quaternaire.

I, calottes glaciaires (*c*, centre de glaciation; *m*, lobes terminaux, traits divergents indiquant le sens du mouvement de la glace); I', glaciers locaux; II, mer avec banquise et glaces flottantes; A et B, lacs et grands cours d'eau disparus des zones désertiques.

études pénétrantes d'une légion de géologues spécialisés dans ces questions, nous connaissons l'extension des glaciers quaternaires avec plus de précision que celle d'aucune mer des époques géologiques antérieures (fig. 279).

Les principaux centres de glaciation se trouvent dans l'hémisphère Nord, grâce à la conservation des restes des anciens continents cir-

cumpolaires. Les terres élevées sont coiffées de calottes de glace épaisses de plusieurs centaines de mètres, qui s'étalent autour, débordant sur les terres basses, les lacs ou les mers peu profondes voisines. Le Labrador et les hauteurs bordières de la baie d'Hudson, l'Écosse et la Scandinavie sont les principaux centres de dispersion de ces immenses glaciers.

Les montagnes dépassant 1 000 mètres dans la zone tempérée sont elles-mêmes envahies par la glaciation ; suivant leur altitude moyenne et la sécheresse plus ou moins grande du climat des contrées où elles s'élèvent, elles sont couvertes presque entièrement comme les Alpes, le Caucase, une partie de l'Himalaya et des Pyrénées, le Nord des Montagnes Rocheuses, ou occupées seulement par des glaciers locaux plus ou moins étendus, comme les Vosges, le Riesengebirge, les Karpates.

L'exploration des hauts sommets de la zone chaude a révélé, dans ces dernières années, des traces certaines d'anciens glaciers descendant plus bas que les glaciers actuels. Les glaciers des Andes de l'Équateur s'abaissaient jusqu'à 3 700 mètres, ceux du Kilimandjaro jusqu'à 4 000 mètres d'après H. Meyer. L'expédition du duc des Abruzzes a trouvé au pied du Ruwenzori des moraines anciennes à près de 1 500 mètres.

L'extension glaciaire n'a pas été continue depuis la fin du Pliocène. Les glaciers actuels manifestent des oscillations périodiques. Il est probable qu'il devait en être de même pour les glaciers quaternaires. Les études des géologues et des paléontologues dans les Alpes, l'Allemagne du Nord, l'Angleterre et les États-Unis ont établi que ces oscillations ont été plusieurs fois jusqu'à une disparition à peu près complète des glaciers. Une flore et une faune dénotant un climat voisin du climat actuel, parfois même plus chaud et plus sec, se trouvent intercalées entre des couches de dépôts glaciaires. En Europe et en Amérique, il semble établi que les premières phases glaciaires ont été celles qui ont eu la plus grande extension.

La dernière n'a pas dépassé chez nous les rives S. de la mer Baltique et les grands lacs russes, ni en Amérique la zone des grands lacs canadiens.

Causes de la période glaciaire. — Sans vouloir résoudre une des questions les plus discutées de la géologie, il est impossible de ne pas envisager brièvement les hypothèses diverses émises pour expliquer la grande extension glaciaire quaternaire. On peut les classer en trois groupes, suivant qu'on fait intervenir une cause cosmique, — planétaire, — ou géographique.

La répartition de la chaleur et des climats est due à la position de la terre dans le système solaire (cf. 1re partie, chap. II). Il suffit de supposer

que cette position varie pour avoir le principe d'une explication cosmique [CROLL, 14; J. BERTRAND, 15]. On constate en réalité des variations très lentes : précession des équinoxes, changement d'inclinaison de l'écliptique par suite de la nutation. Une inclinaison plus faible de l'écliptique rendrait beaucoup plus égale la répartition de la chaleur, une inclinaison plus grande augmenterait les contrastes entre les différentes zones et refroidirait considérablement la zone tempérée.

Certains auteurs sont allés plus loin encore, en cherchant la cause du refroidissement en dehors même du système solaire. En supposant que le mouvement propre de ce système à travers l'espace l'ait amené à traverser une nébuleuse, la densité plus grande du milieu parcouru par les rayons solaires aurait amené une baisse de température sensible sur toute la surface de la terre [DE MARCHI 32].

La vie planétaire du globe terrestre peut fournir l'élément d'explications échappant un peu moins au contrôle. Une des plus ingénieuses est celle qui suppose un déplacement de l'axe de rotation. Dans ce cas il y aurait modification de la répartition des zones climatiques, sans refroidissement général. Les périodes glaciaires sensibles jusque dans la zone tropicale actuelle au Primaire pourraient s'expliquer [SIMROTH, 31].

Si l'on s'en tient à la conception d'un refroidissement général, on peut invoquer avec Sv. ARRHENIUS [16], un changement de composition de l'atmosphère. Nous avons déjà vu quelles seraient, d'après cet auteur, les conséquences d'une teneur plus grande en acide carbonique (2e p., ch. I). Mais les géologues ne sont pas d'accord sur les causes possibles d'un pareil changement. Les uns invoquent le volcanisme tertiaire comme cause de l'enrichissement en acide carbonique [HARBOE, 17]. D'autres considèrent au contraire, conformément aux données de la physique, le refroidissement comme le résultat d'un appauvrissement de l'air en acide carbonique. Cet appauvrissement aurait été dû à l'accroissement de la surface des continents et à la fixation de l'acide carbonique par l'altération des roches [CHAMBERLIN, 18].

Les causes géographiques qu'on peut invoquer sont les changements de répartition des mers et l'élévation des massifs montagneux. A. de LAPPARENT [19] a fait ressortir avec vigueur l'influence possible de la formation de l'Atlantique septentrional et de l'arrivée des eaux chaudes du Gulf-Stream créant une atmosphère humide. D'autres géologues attachent une grande importance à l'augmentation d'altitude des massifs montagneux à la fin du Pliocène.

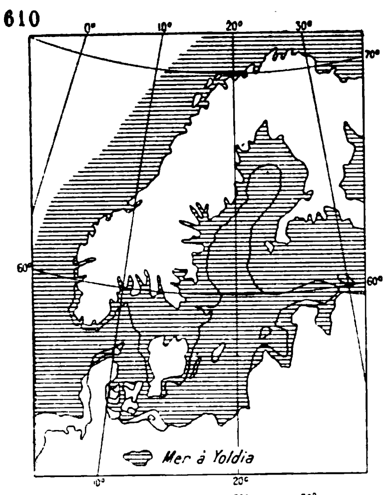
La question a pris un sens tout nouveau depuis la découverte de traces glaciaires incontestables dans les dépôts primaires, et depuis qu'on a constaté la généralité de l'extension glaciaire quaternaire sur toute la surface du globe, même dans la zone équatoriale. Cette dernière constatation va contre les explications géographiques. Il est vraisemblable que le soulèvement de tels ou tels massifs montagneux a contribué à accentuer la glaciation; mais il faut trouver une cause générale valable pour tout le globe. Les explications cosmiques supposant une périodicité du phénomène glaciaire sont fortifiées par la découverte des glaciations cambrienne et permo-carbonifère. Les traces hypothétiques d'une glaciation dévonienne et silurienne apporteraient un nouvel argument. Les hypothèses planétaires peuvent aussi s'en accommoder. Chamberlin a particulièrement mis en lumière la périodicité des époques de grande extension des mers et des

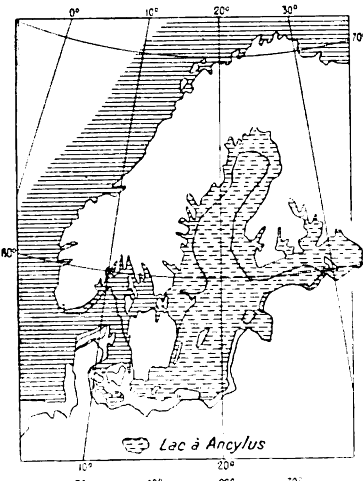
phases continentales. Celles-ci coïncident avec les périodes de plissement, et il est remarquable que toutes les périodes glaciaires succèdent à une phase orogénique.

Changements géographiques quaternaires. — Quelle que soit la cause de la période glaciaire, elle a une importance exceptionnelle par les changements géographiques qu'elle a amenés ou qui l'ont accompagnée. Le chapitre suivant sera consacré à l'analyse de la topographie particulière qu'elle a créée à la surface des continents septentrionaux. Nous signalerons seulement ici les modifications de l'extension des mers.

En Europe, le système des mers bordières septentrionales est né à l'époque quaternaire. L'étude de la Scandinavie a montré que des mouvements alternatifs de soulèvement et d'affaissement avaient affecté le massif ancien, suivant que la calotte de glace s'appesantissait sur lui ou l'abandonnait [DE GEER, 20]. Depuis la dernière période glaciaire, la Baltique a été à plusieurs reprises isolée de l'Océan. La mer à *Yoldia arctica* s'est transformée en lac à *Ancylus* et *Limnées*, puis est redevenue salée (mer à *Littorina*), et enfin, grâce au relèvement du Danemark, s'achemine actuellement vers la condition saumâtre (fig. 280).

Les Pays-Bas et la Flandre ont vu également pendant le Quaternaire plusieurs invasions et reculs de la mer, étudiés en détail par les





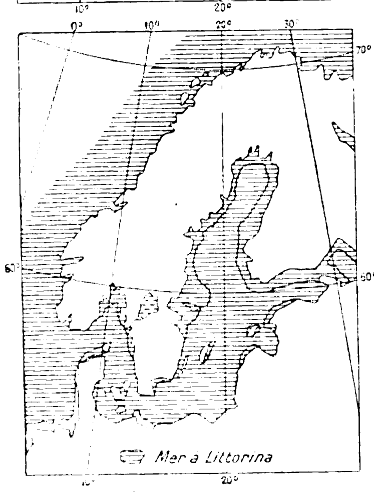


Fig. 280. — Évolution glaciaire de la Scandinavie, d'après de Geer.

Le grisé continu indique la mer; le grisé en traits discontinus, les eaux douces ou saumâtres.

géologues [22, 23, 24]. L'ouverture du Pas de Calais ne peut remonter plus loin que la fin du Quaternaire. Elle a été en partie causée par une accentuation de l'affaissement de la Manche, dont les côtes offrent partout des preuves d'une invasion marine récente.

La transgression marine quaternaire dans les pays du Nord a une importance très grande. Elle seule peut expliquer les caractères de la topographie littorale (cf. chap. XI).

En Amérique on enregistre toute une série de changements analogues à ceux qui ont donné leur forme actuelle au chapelet de mers bordières de l'Europe septentrionale. La mer s'est avancée plus loin que le golfe du Saint-Laurent au cœur du continent, en même temps que la côte du Maine était submergée. Les traces de cette transgression ne sont pas encore effacées de la topographie littorale dans le NE. des États-Unis et le Canada. Les anciennes terrasses des lacs laurentiens témoignent de mouvements d'ensemble, qui ont fait reculer la mer et, d'après certains géologues, se seraient continués jusqu'à l'époque actuelle [GILBERT, 25].

Tous les mouvements du sol que nous venons d'enregistrer dans la zone des massifs anciens recouverts par les grandes calottes glaciaires ont, malgré les changements géographiques importants qu'ils amènent, le caractère de mouvements d'ensemble : gauchissement, bombement ou dépression de la surface topographique. Au contraire la zone alpine est le théâtre de véritables dislocations et d'effondrements brusques, qui en achèvent le morcellement déjà commencé au Pliocène. Tout le bassin oriental de la Méditerranée paraît notamment de formation quaternaire. Seule l'Adriatique septentrionale paraît plutôt due à une dépression. La mer Egée résulte incontestablement, comme l'a montré PHILIPPSON, d'effondrements multiples et le réseau des failles tranchant indifféremment tous les plis est encore reconnaissable dans les contours du littoral [26]. Cet événement, dont l'homme a été probablement le témoin, a eu des conséquences inattendues sur la région aralo-caspienne. Des anciennes mers sarmatiques, il ne restait que des lacs à peu près complètement dessalés occupant à peu près l'emplacement de la mer Noire actuelle, de la Caspienne et de la mer d'Aral. L'époque et les conditions de séparation de ces trois grandes masses d'eau ne peuvent être exactement déterminées. L'isolement de la mer d'Aral, comme le recul vers le Sud de la mer Caspienne, ne sont probablement que des conséquences du dessèchement post-glaciaire. Quant à la mer Noire, on ne peut douter que c'est aux effondrements quaternaires qu'elle doit sa transformation de lac saumâtre

en mer intérieure. Les conséquences de cet événement sur sa faune et sur les conditions mêmes de la vie physique ont été déjà exposées (3e partie, chap. III).

En Amérique, nous ne connaissons pas avec la même précision les changements géographiques quaternaires dans la zone alpine. Toutefois il semble bien que le morcellement de la zone plissée des Antilles doive être regardé comme un événement quaternaire. L'intensité du volcanisme en est une preuve. Sur les côtes de Californie, on a constaté des déformations de terrasses [27].. L'intérieur des Montagnes Rocheuses a vu se dessécher de grands lacs d'eau douce (lac Bonneville, lac Lahontan), dont les seuls restes sont des étangs salés (cf. 3e partie, ch. v).

D'une manière générale, les zones tropicale et subtropicale paraissent avoir été victimes d'un dessèchement continu. La plupart des déserts actuels ont eu de grands fleuves et des lacs à l'époque quaternaire, soit que l'abaissement général de la température ait réduit l'évaporation, soit que les précipitations fussent plus abondantes et plus régulières (cf. chap. x).

L'époque actuelle. — On est en droit de se demander jusqu'à quel point toutes ces transformations géographiques sont achevées. La chose paraît peu vraisemblable, et c'est là sans doute la réponse la plus logique à la question si souvent discutée de la stabilité de l'époque actuelle. Les exagérations d'auteurs mal informés ont jeté quelque peu le discrédit sur toute explication impliquant des mouvements du sol ou des changements récents du climat.

Il importe de ne pas perdre de vue la lenteur des transformations géologiques et de ne pas vouloir les faire entrer dans les cadres de l'histoire humaine. Mais, une fois posé ce principe, on doit reconnaître qu'il serait étrange d'attribuer à l'époque actuelle un privilège de stabilité. Sa faune est si directement issue de la faune quaternaire, qu'il est difficile de séparer les dépôts actuels des dépôts pléistocènes.

Il est vraisemblable que les changements géographiques quaternaires se poursuivent sous nos yeux. Les tremblements de terre agitent précisément les régions les plus disloquées depuis l'époque pliocène. D'autre part, un grand nombre de faits observés sur les côtes de l'Europe NW. prouvent des déplacements du rivage géologiquement, parfois même historiquement, récents, et cela précisément aux endroits où l'étude du quaternaire nous montre à plusieurs reprises des transgressions et des régressions (Flandre, Pays-Bas) [22]. Les oscillations du niveau de la Baltique ne peuvent s'expliquer

entièrement par des raisons climatiques et indiquent, comme l'ont montré des études très poussées, une persistance des mouvements quaternaires [Sieger, 21].

Quant aux changements de climat, tout en rejetant les hypothèses hasardeuses dont ils ont fait maintes fois l'objet, on doit admettre comme vraisemblable que les oscillations constatées par les météorologistes peuvent ne pas se produire autour d'une moyenne stable. Il est probable que le dessèchement postglaciaire n'a pas encore développé toutes ses conséquences. Les variations périodiques du climat ont comme principal résultat de les faire apparaître de plus en plus, en éliminant pendant les périodes de sécheresse telle source, tel étang, telle rivière, que la période humide suivante ne réussira pas à rétablir. Une grande prudence doit être recommandée dans l'interprétation de ces faits, car l'érosion elle-même peut modifier les conditions hydrographiques sans changement de climat.

Résumé. — Cherchons à résumer les faits essentiels de l'évolution géologique.

Le tableau du relief actuel et de la répartition des mers est le résultat de retouches successives à une esquisse déterminée depuis longtemps. Dès l'époque primaire apparaissaient les noyaux stables des trois continents de l'hémisphère Nord : terre Sibérienne, terre Scandinave, terre Algonkienne. Les massifs anciens de l'hémisphère Sud (terre Brésilienne, terre Africaine) formaient un bloc compact. Le chapelet de mers, allongé dans le sens des parallèles, séparant les deux groupements continentaux, et dont notre Méditerranée actuelle est le dernier vestige, apparaît nettement dès le Carbonifère. Ce sera pendant tout le secondaire et le début du tertiaire une aire géosynclinale où s'accumuleront sur une grande épaisseur des dépôts destinés à former plus tard les chaînes alpines.

Si les accidents principaux paraissent orientés plutôt dans le sens équatorial, il y a des indices dès le primaire d'accidents méridiens. Ce sont eux qui prendront peu à peu la prépondérance, par suite de morcellements successifs des anciennes unités continentales. C'est dans l'hémisphère Sud que ce morcellement commence, aussi est-ce de ce côté que les continents sont actuellement le moins étendus. Les débuts de la formation de l'océan Indien remontent au Jurassique. Les liens des anciennes terres de l'hémisphère Nord subsisteront plus longtemps. L'Atlantique Nord, à peu près dessiné au milieu du Tertiaire, ne sera définitivement formé qu'au Quaternaire.

Ces transformations ont été si radicales qu'elles ont presque

effacé les traits de l'ancienne esquisse. Il est cependant nécessaire d'essayer de les reconstituer. Trop de faits géographiques nous demeureraient sans cela inexplicables. Les affinités de la flore et de la faune des contrées jadis unies sont une énigme que seule cette recherche permet de déchiffrer. La stabilité plus ou moins grande du relief, les caractères différents des mouvements du sol. au quaternaire et à l'époque actuelle, dans les régions anciennes et dans les zones de plissements récents, sont les conditions essentielles qui rendent compte des modifications apportées au développement normal du cycle d'érosion. Or on se rappelle que l'analyse de l'évolution des formes en fonction du réseau hydrographique nous a montré, même dans les cas paraissant les plus simples, des indices de plusieurs cycles récents. Enfin les changements de climat, si marqués à l'époque quaternaire, nous permettent de comprendre les modifications de la topographie dues à l'extension de deux modes d'érosion spéciaux étudiés dans les chapitres suivants : l'érosion glaciaire et l'érosion éolienne.

1. — NEUMAYR (M.). Erdgeschichte. Leipzig, 1890. 2 vol. in-8°, 654 et 880 p. (cf. Die geographische Verbreitung der Juraformation. *Denkschr. Ak. Wiss. Wien*, Mat.-Naturwiss. Kl., L, 1885, p. 57-142.

2. — SUESS (E.). La Face de la Terre, trad. Emm. de Margerie. Paris, 1897, 1900 et 1902. 3 vol. in-8°, 835, 878 et 530 pp.

3. — LAPPARENT (A. de). Traité de Géologie. Paris, 1907. 5e éd., 3 vol. in-8°.

4. — HAUG (E.). Les géosynclinaux et les aires continentales. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (4), V, 1900, p. 617-711.

5. — BERTRAND (Marcel). La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (3), XV, 1887, p. 423-447.

6. — FRECH (Fr.). Lethæa palæozoica (Lethæa geognostica, I, 2), Stuttgart, 1897-1902. In-8°, 788 p. et atlas.

7. — KOKEN (E.). Die Vorwelt und seine Entstehungsgeschichte. Leipzig, 1893.

8. — ARLDT (Th.). Die Entwickelung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig, 1907. In-8°, 729 p., 23 pl., cartes.

9. — IHERING (H. von). Archhelenis und Archinotis, gesammelte Beiträge zur Geschichte der Neotropischen Region. Leipzig, 1907. In-8°, 350 p.

10. — PENCK (A.). Die Eiszeiten Australiens. *Z. Ges. für Erdkunde*, Berlin, XXXV, 1900, p. 239-286, pl. 9.

11. — DAVIS (W. M.). Observations in South Africa. *Bul. Geol. Soc. Amer.*, XVII, 1906, p. 377-450, pl. 47-54 (très belles phot. du glaciaire primaire de l'Afrique du Sud).

12. — BAILEY WILLIS. Research in China. Washington, 1907. 2 vol. in-4°, 353 et 528 pp., atlas (t. I, phot. glaciaire cambrien).

13. — GEINITZ (E.). Das Quartär Nordeuropas (Lethaea geognostica, III, 2). Stuttgart, 1904. In-8°, 430 p.

14. — CROLL (J.). Climate and time in their geological relations. London, 1890, 4e édit. (cf. On the geological time. *Geol. Mag.*, 1878, p. 390-398).

15. — BERTRAND (J.). Le rythme des climats. *Bul. Soc. Belge Astronomie*, 1904, 47 p., 1 pl.

16. — Arrhenius (Sv.). Ueber die Wärme-absorption durch Kohlensäure. *An. d. Physik*, 1901 (cf. Les oscillations séculaires de la température à la surface du globe, *Rev. gén. Sc.*, X, 1899, p. 337-342).

17. — Harboe (H.) Vereisung und Vulkanismus. *Z. D. Geol. Ges.*, 1898 p. 441-461.

18. — Chamberlin (G.). A group of hypotheses bearing on climatic changes. *J. Geol.*, V, 1897 (cf. B. Willis, Climate and carbonic acid. *Popular Sc. Monthly*, 1901, p. 242-256).

19. — Lapparent (A. de). Les causes de l'ancienne extension des glaciers. *Rev. Quest. sc.*, 1895, p. 402-432 (cf. Le déplacement de l'axe des pôles, *ibid.*, 1877, p. 510-528).

20. — De Geer (G.). Om Skandinaviens geografiska utveckling after eristiden. *Sveriges Geol. Undersökning*, sér. C, n° 161, Stockholm, 1896, 160 p., atlas (résumé par Geinitz, *N. Jb. Min.*, 1899, p. 148-155).

21. — Sieger (R.). Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. *Z. Ges. Erdkunde Berlin*, XXVIII, 1893, p. 1-106 et 393-488, pl. 7.

22. — Rutot (A.). Les origines du quaternaire de la Belgique. *Bul. Soc. Belge Géol.*, XI, 1897, Mémoires, p. 1-140, carte.

23. — Gosselet (J.). Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 4e fascicule, terrains quaternaires, p. 343-421, pl. 20-22, Lille, 1903.

24. — Blanchard (R.). La Flandre, étude géographique de la plaine flamande. Paris, 1906. In-8°, 530 p., 24 pl., 2 cartes.

25. — Gilbert (G. K.). Recent movements in the Great lakes region. *U. S. Geol, Surv. An. Rep.*, XVIII, 1898, p. 595-647, pl. 105.

26. — Philippson, La tectonique de l'Égéïde. *A. d. G.*, VII, 1898, p. 112-141. pl. 3.

27. — Lawson (C.). The post-pliocene diastrophism of the coast of S. California, *Bul. Univ. California, Dep. Geol.*, I, 4, 1900.

28. — Lamothe (Gal de). Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *Bul. Soc. Géol. Fr.* (4), I, 1901, p. 297-383. — Cf. Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (4), I, 5, 1911, 288 p., 4 pl.

29. — Penck (A.). Die Entstehung der Alpen. *Z. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, 1908, p. 1-17.

30. — Gignoux (M.). Résultats généraux d'une étude des anciens rivages dans la Méditerranée occidentale. *An. Univ. Grenoble*, XXIII, 1, 1911.

31. — Simroth. Die Pendulations theorie, in-8°, 563 p., Leipzig, 1907.

32. — De Marchi (L.). Nuove teorie sulle cause dell' era glaciale, *Scientia*, 1912.

33. — Passarge (S.). Die Kalahari. Versuch einer physisch-geographischen Darstellung der Sandfelder des S. Afrikanischen Beckens, Berlin, 1904, in-8°, 823 p. et atlas.

34. — Walther (J.). Geschichte der Erde und des Lebens, Leipzig, 1908, in-8°, 570 p., 353 fig.

35. — Haug (E.). Traité de Géologie, Paris, 1908-1911, in-8°, 2021 p., 135 pl. en 4 fascicules.

CHAPITRE IX

GLACIERS ET TOPOGRAPHIE GLACIAIRE

La Glaciologie. — L'intérêt géographique que présente l'étude des glaciers est dû à l'immense extension qu'ils ont eue à une période géologique assez récente pour que les hommes aient pu en être témoins, et pour que les traces de leur passage soient presque partout encore manifestes. Il est nécessaire de connaître les glaciers actuels pour comprendre l'œuvre des glaciers géants qui les ont précédés. Mais en outre ces glaciers méritent par eux-mêmes l'attention. Ils représentent en effet un groupe de formes très particulières, dont l'extension dans les hautes montagnes connues jusqu'à présent dépasse 50 000 km², et qui, si l'on fait entrer en ligne de compte les régions polaires, couvrent une surface à peu près égale aux 7 centièmes des continents.

Ce n'est qu'à la fin du XVIIIe et aux débuts du XIXe siècle que les glaciers ont commencé à devenir un objet d'étude scientifique. Pendant une première période, qui s'étend jusque vers 1860, le zèle et la perspicacité admirables de savants isolés tels que DE SAUSSURE, CHARPENTIER, AGASSIZ [1], TYNDALL [2] suffisent à mettre en lumière un certain nombre de faits et de lois, qui forment encore le fondement de nos connaissances actuelles. Mais l'étude systématique des glaciers exige des dépenses d'argent, de matériel et de temps, un personnel d'observateurs et d'expérimentateurs, qui rendaient nécessaire, comme pour la climatologie, l'organisation d'associations et de services spéciaux. Les clubs alpins ont eu un rôle particulièrement utile à cet égard. Récemment a été fondée une Commission internationale des glaciers. Un périodique international est spécialement consacré à l'étude des glaciers actuels et quaternaires, considérée comme une discipline à part, la *Glaciologie* [*Revue de Glaciologie*].

Trois faits signalent cette période récente de recherches collectives : l'étude systématique des variations des glaciers, s'appuyant sur des levés topographiques détaillés; les progrès faits dans la connaissance des glaciers polaires, seuls représentants actuels des grandes masses de glace des temps quaternaires; enfin l'étude théorique et expérimentale des lois physiques du mouvement de la glace.

Définition des diverses parties du glacier. — Jetons un coup d'œil sur un grand glacier alpin (pl. XXV). Du haut d'un sommet bien choisi, nous pouvons embrasser du regard la masse éclatante, qui s'accroche aux flancs de la montagne. Un instant d'attention suffit pour distinguer deux parties : d'un côté une nappe unie et éblouissante, d'apparence entièrement neigeuse, s'étale au fond d'un large bassin entouré d'un amphithéâtre de crêtes et de pics, c'est le *névé* (*Firnfeld* en allemand); de l'autre se déroule comme un ruban glacé, serpentant entre les parois abruptes d'une vallée, souvent zébré de crevasses bleuâtres aux teintes changeantes, toujours plus ou moins chargé de traînées de boues et de cailloux, c'est le *glacier d'écoulement*, ou *langue glaciaire* (*Gletscherzunge* en allemand).

Le *névé* n'est pas en réalité un champ de neige. Une crevasse plus ou moins continue en fait le tour, longeant le pied des escarpements qui le dominent; c'est la *rimaye* (en allemand *Bergschrund*). On y peut voir que, sous la couche superficielle de neige, existe déjà une masse compacte de glace. Le profil transversal du névé est légèrement concave, sa pente est faible. Le profil transversal du glacier d'écoulement est au contraire légèrement bombé avec une pente générale sensible.

C'est sur cette différence de profil très caractéristique qu'est fondée une des meilleures méthodes proposées pour déterminer la limite des neiges éternelles (cf. 1re p, ch. VII). Le nevé est en effet situé entièrement dans la zone des neiges éternelles. Souvent dominé par des sommets hardis (pl. XXIII, A) il recueille, outre la neige tombée à sa surface, celle que les avalanches précipitent sur les pentes trop raides; d'où son profil concave, indiquant que l'alimentation est plus abondante sur les bords. La langue ou glacier d'écoulement s'étend très loin au-dessous de la limite des neiges éternelles, parfois jusque dans la zone de la forêt (pl. XXIII, B). A l'alimentation a succédé la fusion, de plus en plus active, qui se manifeste par une diminution progressive d'épaisseur et de largeur vers l'aval, l'apparition d'eaux de fonte à la surface et sur les bords. Un torrent puissant sort toujours de l'extrémité du glacier (pl XXVI, A), très réduit en hiver et pendant toutes les nuits, gonflé au contraire en été, surtout pendant l'après-midi.

Le névé est donc une *région* de condensation ou d'*alimentation*, la langue est une *région* de fusion ou d'*ablation*. Ce sont les deux parties complémentaires d'un appareil, dont le rôle consiste à nettoyer la haute montagne de l'excès des neiges qui s'y accumulent. On a calculé que si les glaciers des Alpes avaient cessé de fonctionner depuis le début de l'ère chrétienne, la montagne disparaîtrait sous une carapace de 1 600 mètres d'épaisseur de glace.

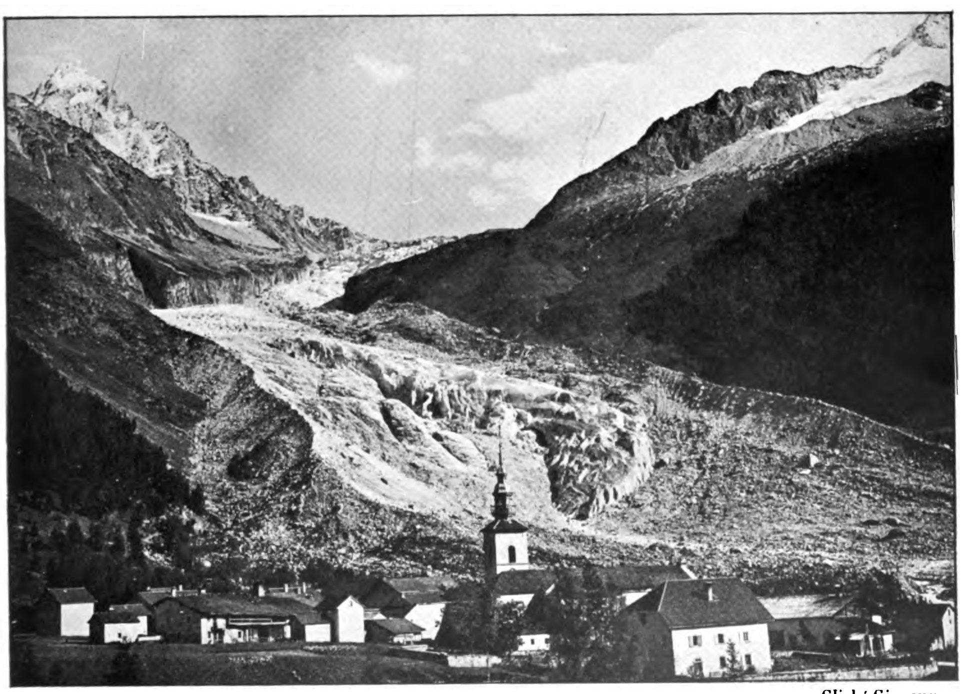


Cliché M. Zimmermann.

A. — RÉGION D'ALIMENTATION ET COMMENCEMENT DE LA RÉGION D'ÉCOULEMENT DU GLACIER D'ARGENTIÈRE (MONT BLANC).

L'apparition des moraines de surface marque à peu près la limite du névé.

Remarquer les crêtes aigues séparant les glaciers affluents ; leurs formes hardies sont dues à la décomposition mécanique, dont on a un exemple au premier plan, à gauche.



Cliché Gignoux.

B. — EXTRÉMITÉ DU GLACIER D'ARGENTIÈRE, TYPE DE GRAND GLACIER ALPIN EN DÉCRUE.

Le vaste amphithéâtre formé par les moraines frontales et latérales, aux crêtes encore aiguës, donne la mesure du recul. La langue terminale, crevassée et réduite, découvre un seuil de roches moutonnées, buriné par les torrents glaciaires. Plus haut, l'abaissement du niveau de la glace permet de reconnaitre (particulièrement à gauche), la berge à pic du lit du glacier (surcreusement contemporain).

Ce travail est accompli grâce à la plasticité de la glace qui lui permet de s'écouler lentement depuis la rimaye, marquant le point où la glace se décolle du rocher et commence son mouvement vers l'aval, jusqu'à l'extrémité de la langue. Mais ce n'est pas seulement la glace qui descend; elle entraîne avec elle tous les débris de la ruine des hauts sommets, qu'elle dépose en formant sur ses bords les *moraines*.

Moraines. — Le même mot désigne dans toute l'étendue des Alpes françaises, italiennes et allemandes, ces accumulations :

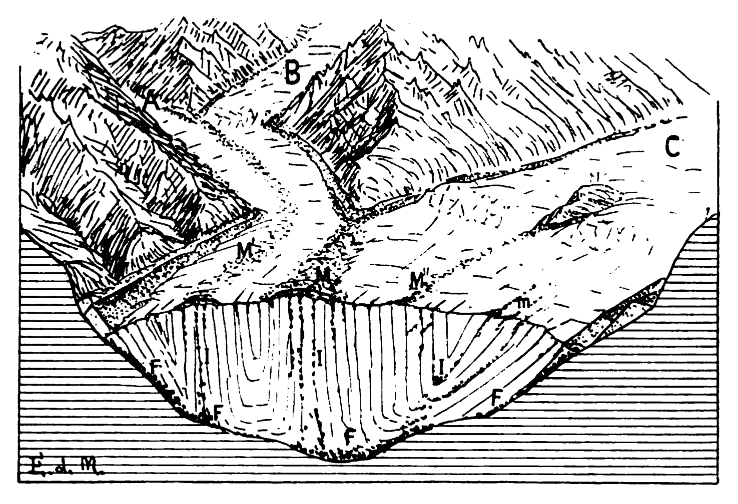


Fig. 281. — Perspective et coupe schématiques d'un grand glacier montrant les différents types de moraine et la structure interne résultant de la confluence de plusieurs glaciers (A, B, C).

On voit que les moraines médianes de surface résultent de la jonction des moraines latérales de deux glaciers confluents (M, M'), dérivent d'un îlot rocheux surgissant au milieu du glacier (N, origine de la moraine M''), ou enfin peuvent être dues à l'apparition de moraines internes par suite de l'ablation (fusion l'emportant sur l'alimentation, m). — Les moraines internes (I) contribuent surtout à former la moraine profonde (F). Les ogives formées par les feuillets de glace vus en coupe mettent en évidence le fait que les glaciers confluents ne se mélangent pas comme des rivières, mais s'accolent en gardant chacun leur structure interne.

Moraines, Morene, Moränen. Les glaciologistes ont convenu d'en étendre l'acception à tous les dépôts provenant du transport par les glaciers. On a cherché à distinguer divers types de moraines dont la classification a été précisée par la Commission internationale des glaciers.

Il y a des *moraines mouvantes* emportées actuellement par le glacier et des *moraines déposées*. On distingue dans la première catégorie les *moraines superficielles*, les *moraines internes* et les *moraines inférieures* ou *moraines de fond*.

La figure 281 montre les rapports qui existent entre ces trois sortes de moraines mouvantes, dont la première est seule facilement observable. Les moraines superficielles proviennent pour la plus grande part, des éboulis tombés à la surface du glacier; aussi sont-elles formées de débris anguleux, plus ou moins décomposés. C'est naturellement sur le bord du glacier que l'accumulation est la plus forte (*moraines latérales*); mais on trouve également au milieu du glacier des traînées de débris (*moraines médianes*), dues le plus souvent à la fusion des moraines latérales de glaciers confluents.

Les moraines internes proviennent en partie de la chute des matériaux des moraines superficielles dans les crevasses, en partie de l'enfouissement des éboulis sous les nouvelles couches de neige dans la zone du névé. La moraine de fond forme souvent une boue glacée mêlée de cailloux. Elle dérive en partie des moraines internes, en partie de l'érosion du lit rocheux du glacier.

Les cailloux des moraines internes et surtout de la moraine de fond subissent une usure par frottement et compression qui leur donne un aspect très différent des cailloux anguleux des moraines superficielles. Ils sont polis et striés (fig. 282). Cette constatation est importante pour classer les moraines déposées. Toutefois on doit se rappeler que les grands glaciers ont parfois des moraines superficielles à blocs striés. C'est la fusion de la glace dans la zone d'ablation qui fait réapparaître à la surface les moraines internes (fig. 281). Ce phénomène explique l'enrichissement progressif des moraines superficielles à l'extrémité des grands glaciers (cf. pl. XXV).

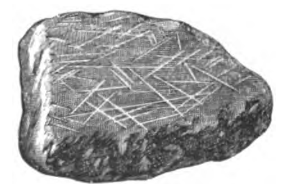


Fig. 282. — Caillou strié de moraine de fond.

Les moraines déposées dérivent des moraines mouvantes. Les moraines latérales abandonnées par les glaciers en décrue forment des crêtes étroites et croulantes dominant souvent les glaciers actuels de près de 50 m.; ces remparts se rejoignent sur le front du glacier, c'est la *moraine frontale* ou *vallum morainique* (v. planche XXIII). Cette forme caractéristique est un des plus précieux indices qui permettent de fixer l'extension des anciens glaciers. Les moraines internes et de fond forment, en avant des glaciers en voie de recul très rapide, des chaos de blocs mêlés de boue, abandonnés pêle-mêle à la surface du sol par la fusion de la glace (pl. XXVI, A).

La structure des moraines de fond est assez particulière pour qu'on puisse les reconnaître, même quand l'érosion des eaux courantes a fait disparaître les traits topographiques qui les caractérisent. Leur teneur en gros

blocs rocheux, cailloux, sable et boue, varie suivant la nature des roches qui forment le lit du glacier. Mais on trouve toujours des blocs striés. Au contraire les moraines latérales et terminales sont difficiles à reconnaître, même pour le géologue le plus exercé, lorsque l'érosion a commencé à les attaquer, car leur structure interne diffère peu de celle des éboulis et elles ne contiennent pas de blocs striés, sauf sur le bord des grands glaciers, où les moraines de surface peuvent être en partie des moraines internes réapparues.

Conditions de mouvement des glaciers. — La transformation de la neige en glace compacte et l'écoulement de cette masse rigide entraînant les débris tombés de la montagne et rabotant son lit, sont

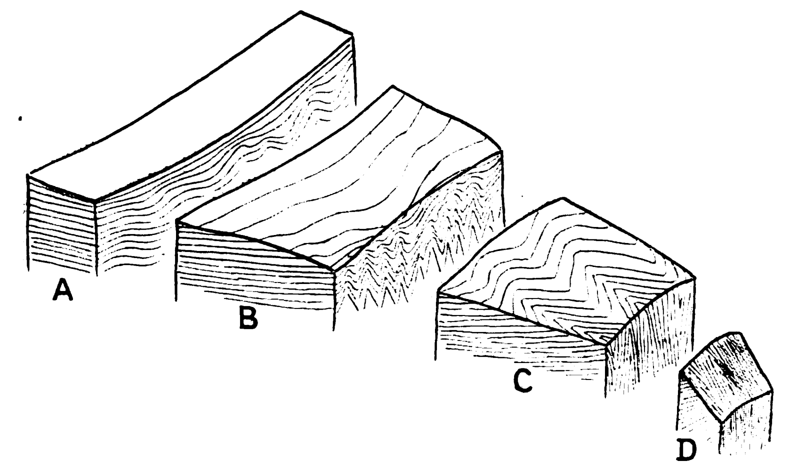


Fig. 283. — Diagramme représentant les transformations des couches du névé en feuillets de glace plissés, d'après H. Crammer.

On a représenté une série de blocs du glacier, depuis le névé (A) jusqu'à l'extrémité de la langue (D). En B passage du névé à la région d'écoulement (surface bombée succédant à la surface concave).

les conditions même de l'existence des glaciers. L'intelligence de ces faits n'a été acquise qu'au prix de longues recherches sur le terrain et d'expériences de laboratoire.

On a reconnu d'abord que le travail accompli dans le névé aboutit à la formation d'une glace entièrement différente de la glace formée par la congélation de l'eau. La neige fraîchement tombée est composée de fines aiguilles de glace séparées par de l'air. La fusion partielle suivie de regel et le tassement sous le poids des nouvelles couches tombées éliminent l'air et transforment peu à peu la neige en un conglomérat de grains de glace translucides. Ces grains augmentent de dimensions progressivement vers l'aval. A la limite inférieure du névé, on a une glace compacte en apparence, mais où la fusion à l'air libre révèle l'existence de grains étroitement encastrés l'un dans l'autre. Le microscope montre que chaque grain est un individu cristallographique, possédant un axe optique.

Comment une pareille roche peut-elle couler comme une matière plastique?

On a noté depuis longtemps que cette plasticité est loin d'être parfaite. Les crevasses en sont un témoignage. Elles se produisent partout où la vitesse augmente par suite d'un changement de pente (pl. XXIV, A). Dans la région d'ablation les crevasses élargies par la fusion donnent les blocs étranges connus sous le nom de *Séracs*. Les crevasses peuvent intéresser toute la masse du glacier. Elles se referment, lorsque les tensions qui leur ont donné naissance cessent, mais la suture reste toujours un plan de discontinuité le long duquel se produisent des glissements. On a reconnu dans certains cas des apparences semblables aux charriages des couches géologiques dans les chaînes de montagnes plissées.

Abstraction faite des crevasses, la masse du glacier n'est nullement homogène. Elle est formée de couches ou feuillets (*Blätter*), nettement visibles dans la langue, surtoùt au voisinage de l'extrémité. Ces feuillets se

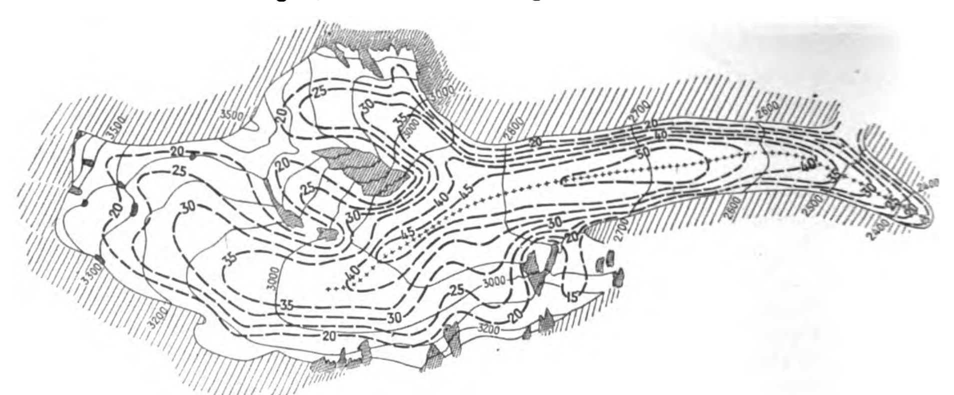


Fig. 284.— Vitesses annuelles, exprimées en mètres, à la surface du glacier de l'Hintereis, d'après Hess.

Les traits fins représentent les courbes de niveau de 100 en 100 m. — Les traits gras interrompus joignent les points de même vitesse. — La ligne formée de croix représente le lieu des vitesses maxima (équivalent du fil de l'eau dans une rivière).

distinguent déjà dans les crevasses du névé, à leur couleur blanche ou bleue suivant la proportion d'air contenue dans les grains. Ils sont, de plus, souvent séparés par une couche de fines poussières. On admet qu'ils correspondent aux couches annuellement formées dans le névé d'un été à l'autre. Horizontales ou légèrement concaves dans le névé, ces couches sont comprimées en passant dans la langue plus étroite, et plissées, comme le montre le diagramme (fig. 283); en sorte qu'elles affleurent verticalement sur le front du glacier et obliquement à la surface et sur les bords. Un mouvement de glissement se produit entre chaque feuillet, favorisé par la couche de poussière fine [Crammer, 5].

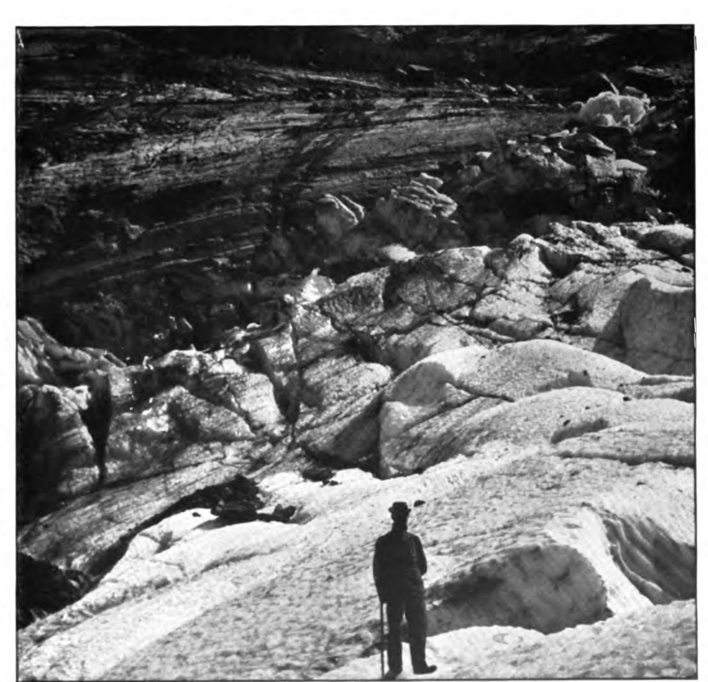
Ces observations ne suffisent pas à expliquer le mouvement d'ensemble du glacier, dont elles révèlent seulement des particularités. Les glissements le long des crevasses ou des feuillets sont produits par la déformation de toute la masse, qui jouit d'une sorte de fluidité.

On le comprendra si l'on songe à la pression formidable exercée continuellement par l'accumulation de la glace dans le névé. Tout corps, si rigide



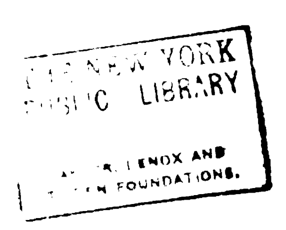
Cliché M. Zimmermann.

A. — LE GLACIER DES BOIS (MASSIF DU MONT BLANC).
L'accélération du mouvement de la glace avec l'augmentation de la pente se traduit par les crevasses transversales du second plan et les *séracs* du premier plan.



Cliché Gignoux.

B. — POLI GLACIAIRE AVEC STRIES ET CANNELURES AU BORD DU GLACIER DE GRINDELWALD.



qu'il soit, devient plastique lorsqu'il est soumis à des pressions continues et considérables. Le fer et tous les métaux *coulent* comme la cire fondue sous l'influence de pressions suffisamment fortes et suffisamment prolongées. Des expériences précises [Hess, 4] ont permis d'étudier exactement les conditions de déformation de la glace. Son état dans le glacier est celui que le physicien Maxwell avait défini par l'expression de *fluide visqueux*.

Les observations faites sur un grand nombre de glaciers alpins confirment les lois établies par Finsterwalder [Hess, 4]. La glace coule réellement comme une pâte visqueuse, collant à son lit, en sorte que la vitesse diminue notablement sur les bords et en profondeur. La vitesse à la surface atteint sa plus grande valeur dans la langue; elle diminue très rapidement à l'extrémité, où la fusion réduit de plus en plus l'épaisseur; elle dépend à la fois de la pente superficielle et de l'épaisseur du glacier (fig. 284).

Variations glaciaires. Formes de retrait. — En même temps que l'on apprenait à connaître les lois du mouvement des glaciers alpins, on a pu préciser par des mesures leurs variations d'extension, et essayer d'en expliquer les causes [6, 7, 8]. On jugera de l'ampleur du phénomène par l'exemple du glacier du Rhône, que les dessins faits au milieu du XIX[e] siècle représentent couvrant l'emplacement actuel de l'Hôtel de Gletsch, ou par celui du Glacier des Bois dont l'extrémité, actuellement réduite à une langue étroite abritée dans une gorge du gradin de front glaciaire des Mottets, s'avançait dans la vallée de Chamonix jusqu'au village des Tines.

Le recul des glaciers n'a nullement été continu pendant le XIX[e] siècle. Il y a eu en réalité toute une série d'oscillations suivant celles de l'enneigement et en rapport avec les variations du climat. Les périodes de maximum d'extension se placent vers 1814, 1835 et 1870-80.

La fin du XIX[e] siècle et le commencement du XX[e] correspondent à un des minima les plus marqués qui soient connus. Le recul des glaciers a permis de faire des constatations qui n'étaient pas possibles au moment de leur grande extension et qui sont du plus grand intérêt pour faire comprendre la nature du travail exercé par le glacier sur son lit rocheux.

Les rochers couverts de glace il y a peu de temps apparaissent, sur le bord ou à l'extrémité du glacier, polis et sillonnés de stries semblables à celles des cailloux de moraine de fond (pl. XXIV, B). Parfois on trouve de véritables cannelures profondes de 50 cm. et absolument rectilignes. Ces indices certains du passage du glacier, agissant comme un polissoir qui présenterait quelques aspérités, s'observent surtout sur les roches massives. La surface des roches schisteuses et diaclasées est souvent au contraire rugueuse, comme si des éclats en avaient été arrachés (érosion par éclatement de Baltzer).

A l'extrémité du glacier, les roches polies ont souvent l'aspect de croupes arrondies striées surtout du côté amont. Ces *roches moutonnées* (*Rundhöcker* en allemand) sont considérées comme un des signes les plus certains du passage des glaciers. Des cuvettes dans le roc avec de petits lacs se trouvent entre les roches moutonnées.

Tout l'ensemble du lit glaciaire abandonné forme parfois un bassin fermé vers l'aval par une sorte de barre, que le torrent scie en une gorge étroite, après avoir divagué sur une plaine alluviale marécageuse (pl. XXVI, B). Les noms de *Plan* dans les Alpes françaises, de *Boden* dans les Alpes allemandes, sont souvent donnés à ces dépressions, qui rappellent, en plus petit, les *bassins terminaux* (*Zungenbecken*) des anciens glaciers quaternaires (v. p. 643). Au-dessus, le glacier apparaît suspendu sur le bord d'un gradin; et, lorsqu'il s'est retiré jusqu'au milieu ou en haut de l'escarpement, on voit que le lit rocheux est ici attaqué, souvent en plusieurs points, par des gorges profondes, véritables traits de scie, dus évidemment à l'action des eaux de fonte. Le *gradin de front glaciaire*, avec ses gorges, est un fait aussi caractéristique de la topographie glaciaire alpine actuelle, que les *plans* ou *Boden*. Ni l'un ni l'autre ne doivent être négligés, si l'on veut comprendre le mécanisme de l'usure du lit glaciaire et, par suite, l'œuvre des grands glaciers pléistocènes.

Lois de l'érosion glaciaire. — L'étude des conditions de mouvement des glaciers et des faits révélés par leur recul fournit les éléments pour apprécier à sa juste valeur l'érosion glaciaire. On aurait peine à comprendre que quelques-uns des observateurs les plus attentifs des glaciers alpins en aient contesté l'efficacité [HEIM, 3], si d'autres n'en avaient, par contre, exagéré singulièrement la puissance [HESS, 4]. La discusion, qui divise profondément géologues et géographes, a été soulevée surtout par l'interprétation des formes attribuées à l'action des anciens glaciers. Elle aurait gagné à être d'abord portée, comme nous allons le faire, sur le terrain des faits actuels.

L'observation attentive des lits glaciaires récemment abandonnés montre l'inanité du conflit entre ceux qui considèrent les glaciers comme protecteurs du relief, et ceux qui y voient au contraire des agents d'érosion puissants. Les traces d'érosion glaciaire (stries, cannelures, surfaces éclatées) sont réparties très inégalement, indiquant que le glacier érode réellement en certains points, et protège au contraire plutôt en certains autres. Cette répartition n'est pas capricieuse : les traces d'érosion sont généralement plus rares sur les gradins, où l'action dominante est, dans le cas des gradins de front glaciaire, celle des torrents sous-glaciaires creusant des sillons

étroits et limités; elles sont plus nombreuses au pied de ces gradins. Elles sont particulièrement frappantes sur le bord du lit glaciaire. L'usure du lit est donc réelle, mais varie dans le sens longitudinal et transversal.

Il y a une tendance à l'élargissement du lit par un *sapement* latéral, tout à fait évidente là où le glacier s'est récemment abaissé (glacier d'Argentière, pl. XXIII, B; glacier du Zemmgrund, fig. 285) — Dans le sens longitudinal, ce n'est pas là où la pente est la plus forte, mais là où elle varie le plus que l'usure est le plus manifeste.

Ces indications précises seraient difficilement intelligibles si l'on n'avait

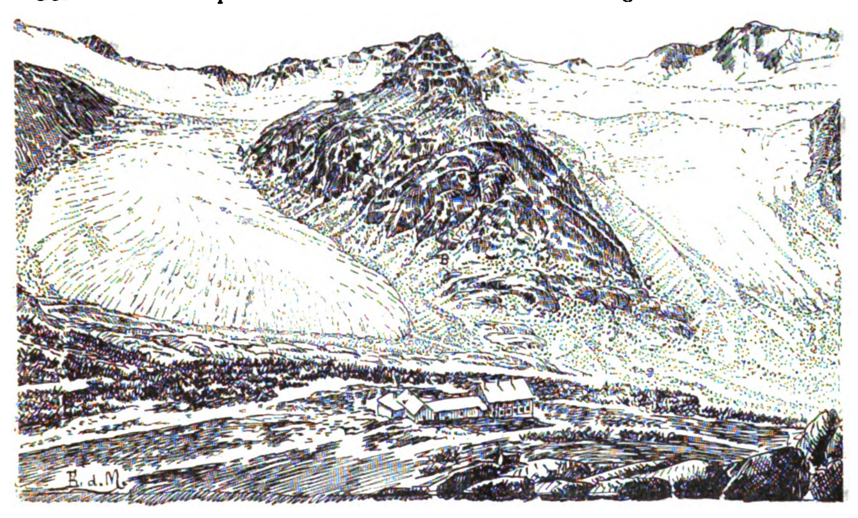


Fig. 285. — Panorama des glaciers du Zemmgrund (Ötztal) montrant les effets parallèles de l'érosion glaciaire à l'époque quaternaire et à l'époque actuelle.

Dessin d'après une photographie.

FF, niveau de la glaciation quaternaire (les deux glaciers se rejoignaient, le piton rocheux escarpé formait un *nunatak*); — DG, épaulement quaternaire; DA, GBC, pentes moutonnées et polies du lit quaternaire; — ABC, niveau maximum de la glaciation actuelle (indice de sapement; en dessous, roches moutonnées recouvertes en partie par les éboulis.

recours à la théorie du mouvement des glaciers, qui peut expliquer les variations de l'intensité du frottement et par suite de l'usure du lit.

Le frottement du glacier sur son lit dépend de la vitesse, de la pression et de l'adhérence, c'est-à-dire du contact plus ou moins étroit de la glace avec la roche. La vitesse est très faible, comparée à celle des cours d'eau (maximum moyen 50 m. par an à l'Hintereis, maxima les plus élevés 97 m. au glacier du Rhône, 176 m. à la Mer de Glace) et l'on a constaté plus d'une fois que la glace perd souvent contact avec le fond du lit. On n'en doit pas conclure que l'érosion glaciaire soit négligeable, car si la vitesse est faible, la pression est énorme, vu la grande épaisseur qu'atteignent les glaciers alpins (300 m. à l'Hintereis d'après les sondages de Hess); et le contact imparfait explique seulement que l'usure soit très inégale. Les crevasses et les glissements qui en résultent contribuent à diminuer localement le frottement sur le lit; or l'on sait que c'est aux points où la pente est la plus forte et par conséquent la vitesse la plus grande qu'elles se produisent.

En discutant d'après les données tirées de l'observation des glaciers les

mieux connus les variations de tous ces facteurs, on arrive aux conclusions suivantes [E. DE MARTONNE, 10] :

Le frottement atteint sa valeur maximum, non pas aux points où la pente est la plus forte, mais au-dessus et au-dessous de ces points; il devient à peu près nul au voisinage de l'extrémité de la langue. Le résultat doit être forcément le creusement de bassins fermés dans le lit glaciaire, comme le montre la figure 286. Cette conclusion n'a rien d'étonnant, si l'on songe qu'il y a aussi des cuvettes dans les lits des cours d'eau, comme on peut le constater dans les torrents à sec. Elle nous sera précieuse pour expliquer les lacs, si communs dans les régions occupées par les anciens glaciers. Elle rend compte de toutes les constatations faites dans les parties récemment abandonnées par les glaciers en recul.

Mais le frottement n'est pas la seule cause de dégradation du lit du glacier. Les eaux de fonte forment des torrents, qui creusent, comme nous

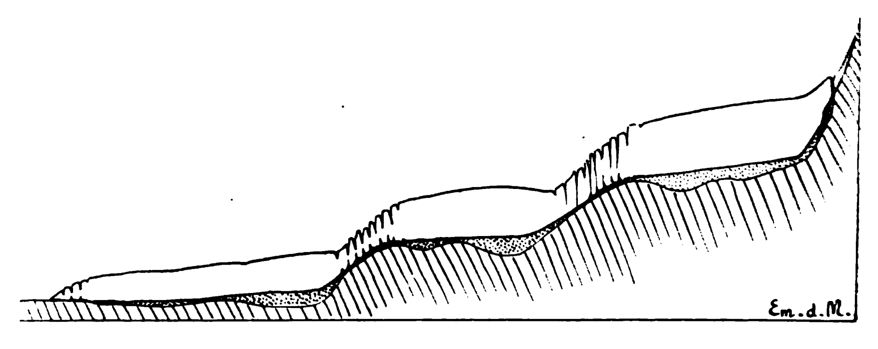


Fig. 286. — Profil schématique d'un glacier alpin et de son lit, montrant les ruptures de pente crevassées, et l'érosion inégale du lit (le pointillé indique les parties érodées suivant la théorie).

l'avons vu, des gorges étroites sur les gradins de front glaciaires. Elles pénètrent partout dans les diaclases et les plans de schistosité faisant, lorsqu'elles gèlent, éclater les roches les plus dures; le glacier n'a plus qu'à entraîner les débris, qu'il incorpore à la moraine de fond et dont il se sert pour strier les surfaces lisses, ou arracher de nouveaux éclats. On a reconnu que la pression entretenait dans toute la masse du glacier la température de fusion; il y a donc partout des eaux de fonte, mais elles sont naturellement plus abondantes sur le bord du glacier. C'est là que la roche, avec laquelle le glacier perd souvent contact, est le plus exposée aux alternatives de gel et de dégel. On doit y voir la véritable raison de l'apparence de sapement sur le bord du lit, dont le travail direct du glacier n'est pas seul responsable.

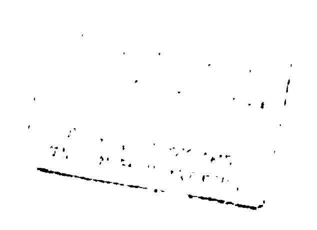
En résumé, l'érosion des glaciers alpins est limitée par la nature même de leurs mouvements, qui sont ceux d'un fluide visqueux, s'écoulant très lentement, grâce à des déformations internes accompagnées de cassures. Elle n'en est pas moins réelle, mais très inégale. Elle résulte à la fois du frottement, plus fort au voisinage des ruptures de pente, de l'action des eaux de fonte et du gel, sensible

Glacier de Vallée et Glacier de Plateau

Cliché Vittorio Sella.

LE CERVIN OU MATTERHORN (4482m) ET LA DENT D'HÉRENS (4180m) AVEC LES GLACIERS DE ZMUTT ET MATTERHORN

Dans le Glacier de Zmutt, type de glacier de vallée, descendant de la dent d'Hérens, remarquer la netteté de la distinction entre la zone d'alimentation et la zone d'écoulement (enrichissement progressif des moraines par suite de l'intensité de plus en plus grande de l'ablation). — Le Matterhorngletscher est le type du glacier de plateau (remarquer la rimaille très nette au pied du Cervin, et le front de glace vive s'écroulant sur le Glacier de Zmutt).



surtout sur les bords. Elle conduit à l'élargissement du lit et au creusement de cuvettes à contre-pente.

Ces conclusions pourront être étendues à tous les glaciers, y compris les glaciers quaternaires, à condition de se rendre compte de leurs différences avec les glaciers alpins.

Différents types de glaciers. — Les glaciers alpins actuels sont des glaciers *locaux*, formés dans une région où la limite des neiges éternelles est très élevée, grâce à la présence de hautes montagnes. Dans les régions froides, où la limite des neiges éternelles est très basse, la moindre élévation donne naissance à de vastes *calottes glaciaires* couvrant toute la surface du sol. Ces deux types de glaciation sont essentiellement différents par l'aspect qu'ils impriment au paysage, et les transformations du relief qui en résultent. La *glaciation locale* est généralement limitée aux hautes montagnes; la *glaciation régionale* peut couvrir des continents entiers (Groenland). C'est ce qui a fait proposer de distinguer les *glaciers de montagne* et les *glaciers continentaux* [Hobbs, 9].

Glaciation locale. — Le glacier alpin que nous avons pris comme exemple, pour faire comprendre les particularités les plus générales d'un appareil glaciaire, est un type de glacier local de dimensions moyennes où le névé et la région d'écoulement sont également bien développés. Le glacier d'écoulement serpentant généralement dans une vallée dominée par des versants rocheux, l'ensemble d'un appareil glaciaire de ce genre mérite le nom de *glacier de vallée.*

Il y a des glaciers de vallée simples; c'est le cas le plus fréquent dans les Alpes. D'autres, recevant des glaciers affluents, méritent le nom de glaciers *composés*. Seuls les plus hauts massifs des Alpes en offrent des exemples (Mont Blanc, Alpes Bernoises, Mont Rose). Dans le Caucase et l'Himalaya ce type est beaucoup plus commun; en sorte que, si l'on désire un nom local pour les deux types de glaciers de vallée, on peut les appeler glaciers de *type alpin* et glaciers de *type himalayen.*

La longueur des glaciers composés, ou de type himalayen, peut atteindre 30 à 50 kilomètres; à l'extrémité, la fusion est si intense, que la surface est souvent entièrement cachée sous les moraines. L'étendue des versants rocheux est relativement réduite, les pics entourés de tous côtés par la glace ont une forme caractéristique.

Il y a dans les Alpes beaucoup de glaciers moins étendus que les glaciers de vallée et limités à peu près au névé. Les uns occupent des amphithéâtres semblables à ceux d'où descendent souvent les glaciers de vallée dans les chaînes les plus hautes; ce sont les *glaciers de cirque*. Les autres se tiennent sur des plateaux élevés (*glaciers de plateau*). Le premier type est trop commun pour qu'il soit nécessaire d'en citer d'exemple; le second, plus rare, a cependant un excellent représentant dans les Alpes du Dauphiné, c'est le glacier du Mont de Lans, près de La Grave, dans le massif du Pelvoux. La prédominance des glaciers de cirque dans les Pyrénées a fait

qu'ils ont été souvent décrits sous le nom de *glaciers pyrénéens*. Pourtant les glaciers de plateau sont presque aussi communs dans cette chaîne. Les deux types sont fréquents dans les montagnes des régions sèches, où la limite des neiges éternelles est très élevée, notamment dans les Montagnes Rocheuses. Les glaciers de cirque et les glaciers de plateau sont également



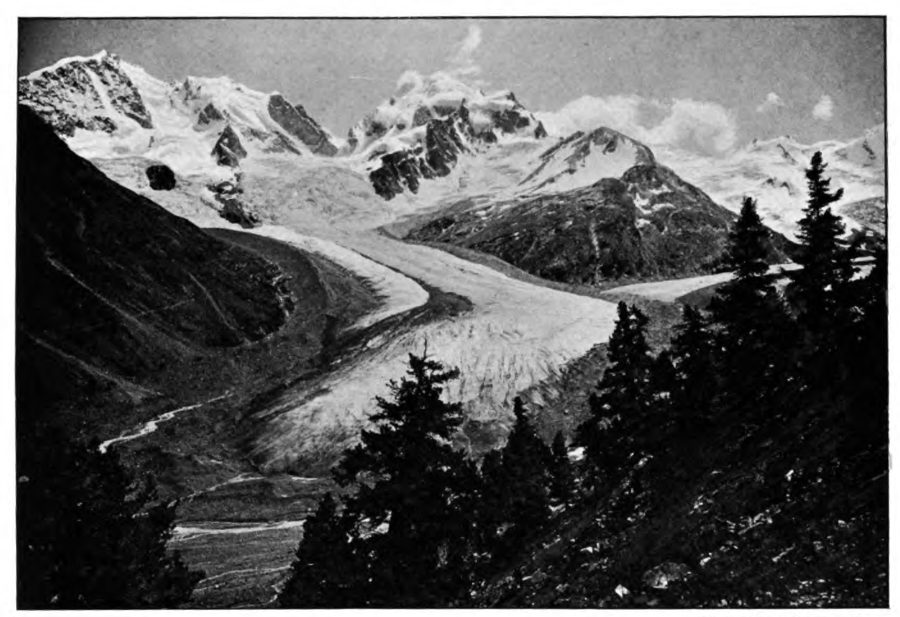
Fig. 287. — La région de Jostedal d'après la carte de Norvège au 1 : 100 000.

Les courbes sont purement représentatives. — L'*Isefield* le plus étendu est le *Jostedalsbrae* (point culminant 2 038 m.) d'où descendent dans les vallées un grand nombre d'*isestrœm* ; St, Stegelholten ; K, Kaupebrae ; T, Tunsbergdalsbrae ; A. Austerdalsbrae ; S, Suphellebrae ; B, Briksdalsbrae ; Aa, Aabrekkebrae. — On remarquera la similitude complète des vallées, qu'elles soient occupées ou non par des lacs, ou changées en fiords par l'invasion des eaux marines ; remarquer aussi les cols insignifiants qui séparent souvent deux bassins voisins.

pauvres en moraine de fond ; mais les premiers sont extraordinairement riches en moraines de surface, provenant des escarpements qui les dominent et en moraines frontales, qui en dérivent.

A ces types de glaciation locale réduite, on peut opposer deux types de glaciation locale plus étendue qui font la transition aux types de glaciation régionale.

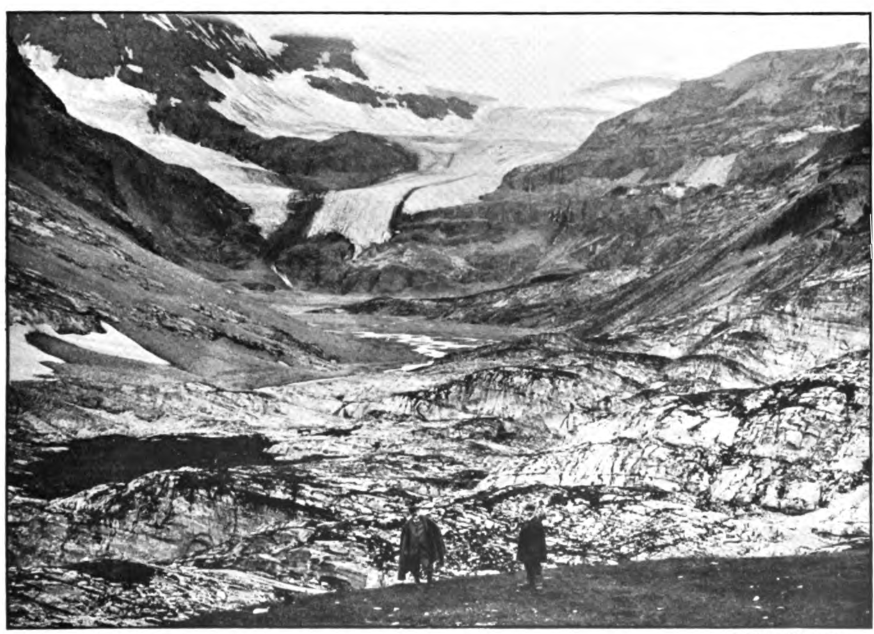
Le premier est celui des *calottes glaciaires locales*, bien représenté en Norvège, d'où le nom de glaciers de *type norvégien*, qui leur est souvent



Cliché Wehrli (Zürich).

A. — GLACIERS DE ROSEGG ET TSCHIERVA (MASSIF DE LA BERNINA).

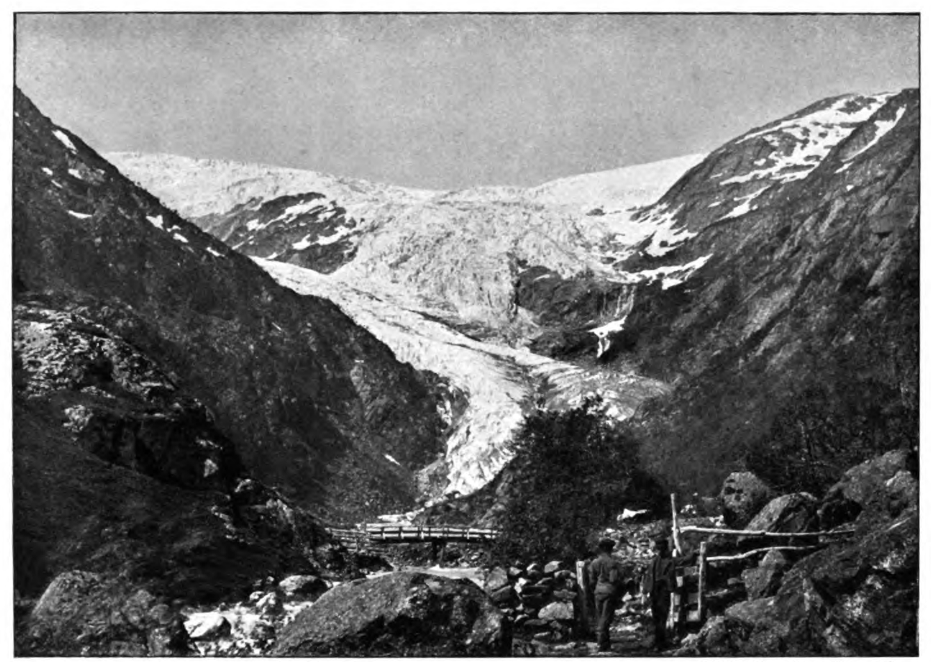
Jonction des moraines latérales. Topographie morainique confuse sur le front du glacier de Rosegg.
Remarquer le profil de la presqu'île rocheuse entre les deux glaciers,
jadis recouverte par la glace : épaulement moutonné, pentes inférieures très raides (surcreusement).



Cliché Gignoux.

B. — LE BASSIN TERMINAL (ZUNGENBECKEN) DU GLACIER DE LÄMMERN (OBERLAND BERNOIS).

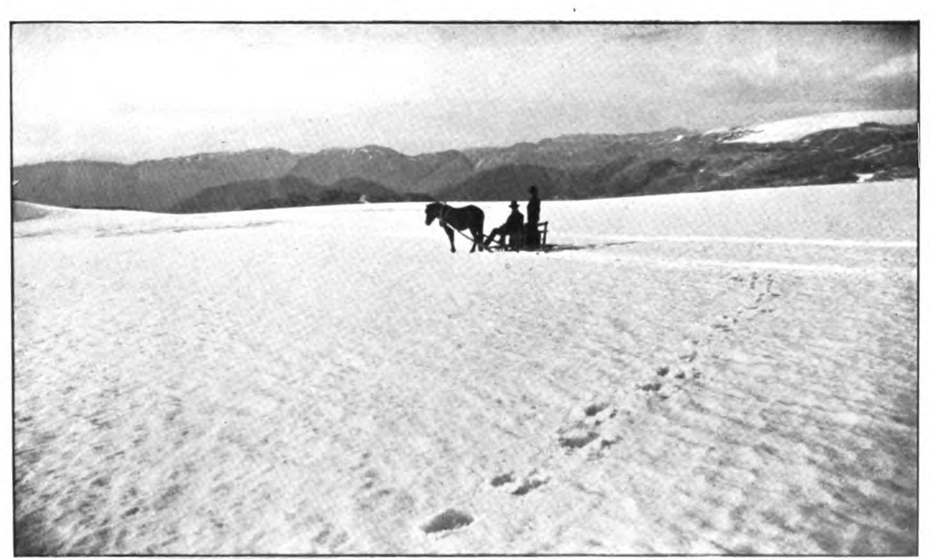
Le glacier s'est retiré au-dessus de la cuvette qu'il a jadis creusée, et où le torrent s'étale sur un fond plat marécageux.
Au premier plan, on voit la barre de roches moutonnées (Riegel).



Cliché Knudsen (Bergen).

A. — LE BUARBRAE.

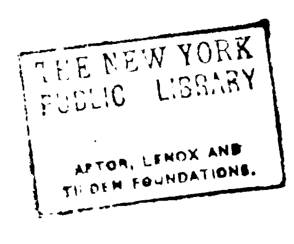
Type d'*icestroem*, langue d'écoulement d'un grand glacier norvégien.
Remarquer le front de glace de l'*icefjeld* avec ses cassures.



Cliché Knudsen (Bergen).

B. — LE FOLGEFON.

Surface de l'*icefjeld*; à l'arrière-plan, le plateau avec ses formes moutonnées et les profondes vallées où descendent les *icestroem*.


THE NEW YORK
PUBLIC LIBRARY
ASTOR, LENOX AND
TILDEN FOUNDATIONS.

appliqué. D'immenses champs de glace (*isefield*), couvrent en Norvège les plateaux qui s'élèvent au-dessus de la limite des neiges éternelles (fig. 287 et pl. XXVII). Des glaciers en descendent dans les vallées voisines (*isestrœm*) présentant tous les caractères des langues des glaciers alpins. L'absence presque complète de sommets rocheux au-dessus de l'isefield

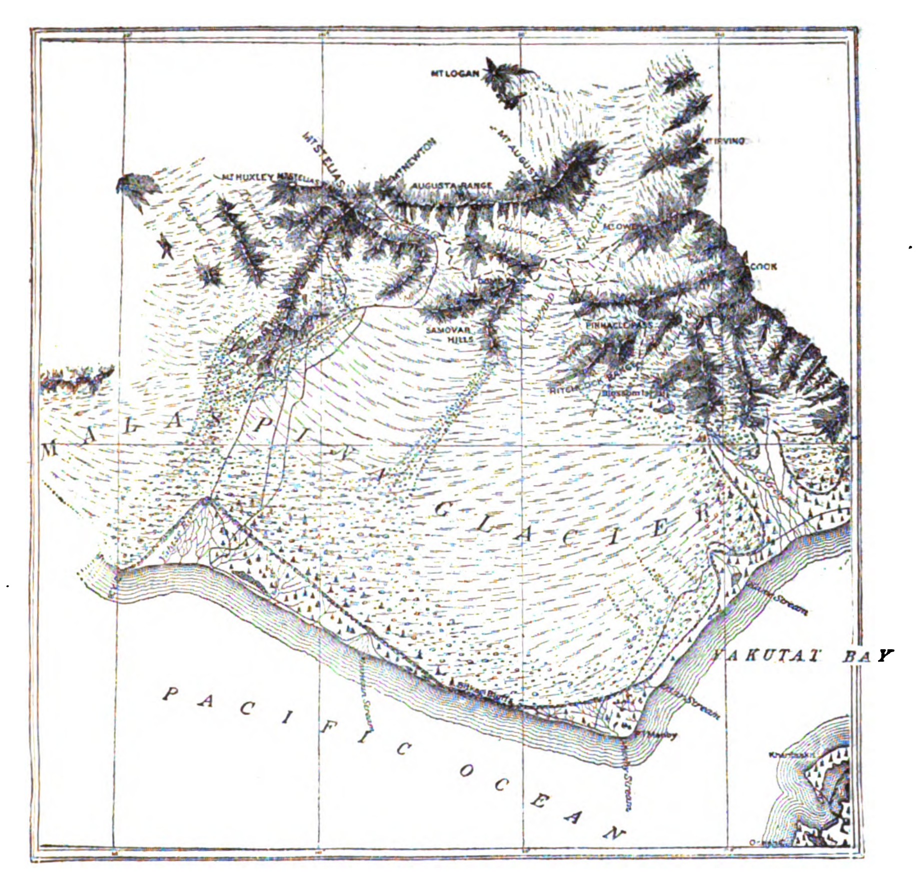


Fig. 288. — Le glacier de Malaspina dans l'Alaska, d'après RUSSELL [16] échelle 1 : 1 040 000.

entraîne la réduction des moraines de surface, mais les moraines profondes sont très abondantes.

Les montagnes de la côte méridionale de l'Alaska forment un centre de glaciation très différent. Au lieu d'une calotte continue couvrant un plateau, on a affaire à de véritables glaciers de vallée de type himalayen, mais si abondamment nourris par les neiges qu'ils débordent des montagnes et viennent s'étaler sur la plaine côtière, confluant en un lobe de glace aplati, Le glacier de Malaspina est le type le plus grandiose de ce curieux genre d'appareil glaciaire, pour lequel on a proposé le nom de glacier de piedmont (*piedmont glacier* REID, 17) (fig. 288). Le nom local qui leur conviendrait serait celui de glaciers de *type alaskien*. A la différence des glaciers

norvégiens, ces glaciers occupent dans la montagne des vallées à versants rocheux et sont abondamment couverts de moraines. Le lobe terminal disparaît sous les débris formant une couche assez épaisse pour nourrir de véritables forêts.

Le contraste des calottes glaciaires de type norvégien et des glaciers de piedmont de type alaskien est dû au relief que possédaient les montagnes avant qu'ils s'y soient établis. D'un côté des plateaux creusés de quelques profondes vallées, probablement une pénéplaine récemment soulevée; de l'autre une véritable chaîne alpine, profondément travaillée par l'érosion. Il y là une indication précieuse que nous devons retenir pour apprécier la part exacte qui revient aux glaciers dans la sculpture des anciennes régions d'extension glaciaire. Si la forme même des glaciers est déterminée par la topographie préglaciaire, à plus forte raison doit-il en être ainsi de leur érosion.

Glaciation régionale. — Les conditions actuelles du climat ne permettent pas d'étudier une véritable glaciation régionale en dehors des contrées polaires. Le Groenland et le Continent Antarctique sont presque entièrement couverts de glace. Une partie de l'Archipel du Spitzberg est dans le même cas. Mais les côtes plates de l'Asie septentrionale, les presqu'îles et îles basses qui prolongent vers le Nord le Continent Américain paraissent, malgré les froids rigoureux qui y règnent, être dépourvues de vrais glaciers. On doit en conclure que l'abaissement de la limite des neiges éternelles jusqu'au voisinage du niveau de la mer n'est pas suffisant pour amener la formation de glaciers; un certain relief est nécessaire. L'altitude de la calotte glaciaire du Groenland, qui dépasse 2 500 m. suppose un socle rocheux atteignant au moins 1 500 m. La même conclusion s'impose pour les plateaux glacés qui entourent le pôle Sud à 3 000 m.

Il semble que le Continent Antarctique soit particulièrement accidenté. On y a trouvé des pics rocheux. On est, pour ainsi dire, en présence d'une hypertrophie de la glaciation de type alaskien. Les barrières de glace flottant sur la mer, qui ont si vivement frappé les premiers explorateurs, sont le front d'immenses lobes de glace débordant sur la plate-forme continentale et comparables aux piedmont-glaciers de l'Alaska. La plus remarquable est la Grande-Barrière de la Discovery, dont le front, haut de 80 m., s'étend sur 900 km. de long, au-dessus d'une mer profonde de 500 m.; Amundsen et Scott ont montré sa liaison incontestable avec les glaciers continentaux. Le mouvement de ces lobes de glace aplatis est extrêmement lent (1 à 2 m. par an).

La glaciation du Groenland a des caractères un peu différents. On n'a jamais observé d'affleurements rocheux à l'intérieur du continent. Il semble qu'on ait affaire à une glaciation de type norvégien hypertrophiée. Des langues de glace bien individualisées comme les isestrœm norvégiens descendent dans les vallées côtières, laissant apparaître des pitons rocheux entourés de glace (*nunataks*) et déposant des débris abondants provenant surtout des moraines internes et profondes. Quelques-uns débouchent dans la mer, au fond de baies, donnant naissance à des icebergs, sous l'influence des marées qui soulèvent et brisent la glace (fig. 289). Leurs moraines tombent au fond ou sont emportées au loin par les icebergs. La vitesse des isestrœm groenlandais est beaucoup plus grande que celle des glaciers alpins (300 à 350 m. par an), tandis que l'isefield qui couvre tout l'intérieur

et est appelé *inlandsis*, a une vitesse insignifiante (5 à 15 m.) [DRYGALSKI, 18].

Les conditions d'alimentation et d'ablation des glaciers continentaux polaires sont certainement très différentes de celles des glaciers locaux de la zone tempérée. La fusion est insignifiante, étant donnée la température; c'est probablement l'évaporation qui enlève le plus de volume à la glace, en dehors de la formation des icebergs. Les précipitations sont peu abondantes; si bien qu'on a été amené à supposer que l'alimentation doit beaucoup aux givres, notamment au Spitzberg.

D'après HOBBS [9] les grandes calottes glaciaires telles que celles du continent antarctique et du Groenland contribuent à l'entretien d'un régime anti-cyclonal, avec vents divergents à la surface et convergents dans les couches élevées de l'atmosphère. C'est dans les couches élevées que se ferait la condensation qui fait lentement descendre sur le sol une neige fine; les vents de surface très violents, dispersent cette neige et la répartissent sur toute la surface, en l'accumulant même à la périphérie. Il est certain

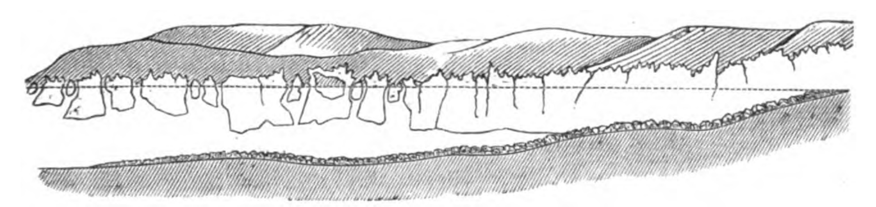


Fig. 289. — Formation des *icebergs*, d'après Helland.

La ligne pointillée indique le niveau moyen de la mer. L'extrémité du glacier flottant est soulevée par les marées et se brise. La moraine de fond s'étend en avant du front du glacier.

que l'action du vent est très importante sur les glaciers polaires. Au Groenland et sur le continent antarctique, on l'a vu creuser des sillons comparables,en plus grand, aux yardangs désertiques.

Les glaciers polaires sont sujets à des variations, comme ceux de la zone tempérée, et subissent comme eux un recul très favorable à l'observation de leur action morphologique. Les traces d'érosion et les formes d'accumulation glaciaires indiquent une activité un peu différente de celle des glaciers alpins. L'absence à peu près complète d'affleurements rocheux et de berges du lit glaciaire a comme conséquence une usure générale uniforme du sol; toute saillie est moutonnée, toute dépression tend à devenir une cuvette. C'est seulement sur le bord des isestrœm groenlandais qu'on retrouve les formes de sapement des glaciers alpins. Les dépôts de moraines de fond présentent une richesse de formes très grande. Au Groenland, en Islande et même en certains points de l'Alaska, on assiste à la naissance des *drumlins*, *œsar*, *eskers* et autres formes caractéristiques des régions d'inlandsis quaternaire. L'argile fine qui couvre le fond des baies où débouchent les glaciers est l'analogue des dépôts argileux de moraine de fond qui s'étendent sur de grands espaces dans l'Amérique du Nord et l'Europe septentrionale.

Conditions de la glaciation quaternaire. — L'étude des glaciers actuels facilite singulièrement l'intelligence des formes dues à l'ancienne extension des glaciers. Nous avons indiqué les caractères

généraux de cet épisode très récent de l'histoire du globe (ch. VIII). Rappelons que l'abaissement de la limite des neiges éternelles est un fait général, sensible dans toutes les parties du globe; mais, suivant le climat et l'altitude, la glaciation a pris des caractères très différents.

En dehors de l'Europe et de l'Amérique du Nord qui ont été en grande partie couvertes par des glaciers continentaux venus du Nord (Scandinavie et territoires voisins de la baie d'Hudson), presque toutes les montagnes de la zone tempérée ont été des centres de glaciation locale, plus étendue dans les climats maritimes et humides, plus restreinte dans les climats continentaux.

Un fait très important est l'existence de variations de la glaciation, si accentuées que le climat s'est rapproché à plusieurs reprises du climat actuel, amenant la disparition plus ou moins complète des glaciers. Le nombre des périodes glaciaires et interglaciaires n'est pas exactement fixé, mais leur existence ne peut plus être mise en doute. Deux conséquences morphologiques capitales peuvent en être tirées : dans les régions de grande extension glaciaire, les périodes de retrait et d'avancée des glaciers ont dû permettre le développement de formes glaciaires semblables à celles des régions de glaciation moins intense; les périodes interglaciaires ont été des périodes d'érosion normale. La dernière conclusion doit être rapprochée de l'observation que nous avons faite en étudiant les glaciers actuels, dont la forme, et par suite le mode d'action morphologique, sont visiblement déterminés par les caractères du relief auquel il s'accommodent. On voit par là que ce qu'on appelle la *topographie glaciaire*, c'est-à-dire celle des régions couvertes par la glaciation quaternaire et qui en ont gardé l'empreinte, ne peut être considérée comme l'œuvre des seuls glaciers. Elle doit forcément dépendre du relief préglaciaire, dû à l'érosion normale, conditionnée par les mouvements du sol; elle doit même être en partie l'œuvre des périodes d'érosion interglaciaires [E. de MARTONNE, 28]. Il est étonnant que cette vérité n'ait pas frappé plus tôt les esprits; on aurait peut-être évité bien des discussions, dans lesquelles les uns tiraient argument des formes inexplicables sans tenir compte de l'action des glaciers, les autres des formes résultant simplement de l'érosion des eaux courantes.

Le relief glaciaire est donc quelque chose de très complexe. Nous essayerons d'en étudier les principaux types, en commençant par les formes les plus simples, qui sont naturellement celles dominant dans les régions de glaciation locale peu étendue, comparable à

celle des Alpes ou de l'Himalaya actuellement. Les Karpates, les Pyrénées, les hauts sommets des Balkans en Europe, la partie méridionale des Montagnes Rocheuses en Amérique, ont connu ce régime et en ont gardé, comme principale empreinte : les cirques et les vallées glaciaires en auge.

Cirques. — Nous avons appris à connaître des glaciers de cirque actuels. La plupart sont, dans les Alpes au moins, adaptés à une forme qu'ils n'ont pas créée, mais dont ils s'accommodent parfaitement. Cette forme est si caractéristique que la langue populaire a



Fig. 290. — Cirques de Pétarel vus de la Navette en Valgaudemar. Dessin d'après une photographie de W. Kilian.

Les trois cirques voisins ont le caractère de niches suspendues au-dessus de la vallée principale. Ils tendent à donner au massif un caractère alpin.

partout un nom pour la désigner : *Oule* dans les Pyrénées, *Kar* dans les Alpes allemandes, *Botn* en Scandinavie, *Zanoga* en pays slaves, *Caldare* dans les Karpates roumaines, *Corry* en Écosse, *Cwmb* dans le Pays de Galles. Vu de loin, le cirque glaciaire typique a l'aspect d'une niche, creusée au flanc de la montagne, et suspendue généralement très haut au-dessus des grandes vallées (fig. 290). Vu de près, c'est un amphithéâtre entouré de parois abruptes, d'où descendent des éboulis, et dont le fond est accidenté de roches moutonnées, avec lacs ou marécages indiquant des cuvettes creusées dans le roc.

Le cirque dérive certainement d'une forme en creux préglaciaire, qui a dû être le plus souvent un bassin de réception torrentiel. La transformation étant parfois incomplète, on s'explique la confusion souvent faite entre deux formes dont l'une dérive de l'autre. Schématiquement le bassin de réception torrentiel peut être représenté par une moitié d'entonnoir, les lignes de plus grande pente convergeant vers le tuyau, représenté par le canal

d'écoulement; le cirque typique par une moitié de bassin circulaire, les lignes de plus grande pente s'appuyant sur le bord du fond plat [E de M., 28]. Pour passer de la première forme à la seconde il a fallu que les parois reculent, et que le creusement soit arrêté à la partie supérieure du canal d'écoulement. Ce travail s'explique aisément par l'action d'un glacier local dont le névé occupe le bassin de réception torrentiel. Le recul des parois est dû au sapement, qui se produit toujours sur le bord du lit glaciaire (p. 625) et à l'écroulement des rochers dominant le glacier, qui sont soumis à l'attaque des intempéries, si active dans la zone des neiges éternelles. Les traces d'érosion glaciaire sont assez évidentes sur le fond du

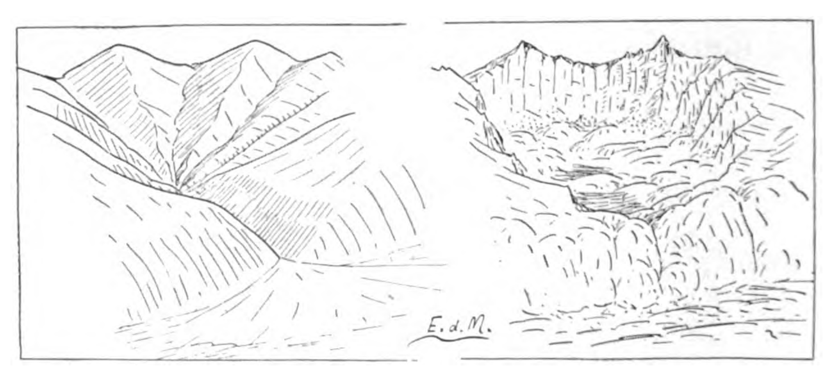


Fig. 291. — Schéma de la transformation du bassin de réception torrentiel en cirque. A gauche le torrent; à droite le cirque.

cirque pour qu'on ne puisse mettre en doute son efficacité. Elle devait forcément être moins intense à l'origine du canal d'écoulement, soit que le glacier, très peu étendu, vînt se terminer là, perdant toute force d'érosion; soit que, descendant jusqu'à la vallée voisine, il ait formé en ce point, par suite de l'étranglement et de la rupture de pente, une cascade de séracs: l'avantage que la vitesse plus grande semblait devoir assurer à l'érosion était, dans ce cas, largement compensé par la diminution d'épaisseur, les cassures, les glissements, et les défauts d'adhérence [28]. Dans les deux cas, on s'explique la formation de cuvettes fermées au milieu du cirque, puisque c'est évidemment là que l'érosion devait-être la plus intense.

Ce sont les cirques qui donnent leur caractère aux montagnes affectées par la glaciation locale quaternaire. Là où ils manquent on ne retrouve pas, quelle que soit l'altitude, les aspects de la haute montagne.

Leur présence prête même à des sommets peu élevés un aspect alpin. Dans les Karpates méridionales, les Vosges, la Forêt Noire, les Pyrénées, la Sierra Nevada de Californie, etc., les cirques entaillant de hautes plates-formes en rompent la monotonie. S'ils sont assez rapprochés, et également développés sur deux versants opposés; ils rongent en quelque sorte la montagne ne laissant sub-

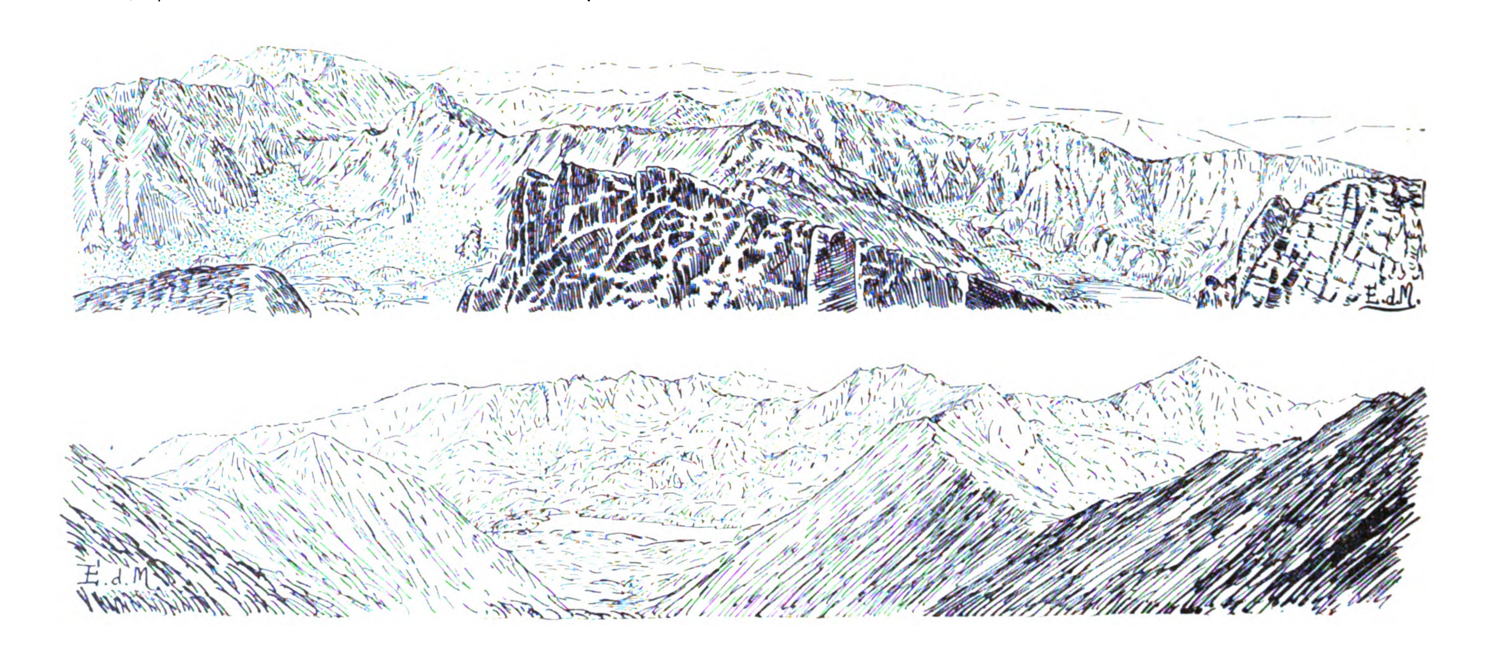


Fig. 292. — Deux panoramas montrant la formation des crêtes alpines par suite du développement des cirques.
En haut, Sierra Nevada de Californie, vue prise du mont Whitney, d'après une photographie panoramique de Lawson.
En bas, massif du Retiezat (Karpates méridionales), vue prise de Pelaga vers Bucura, d'après une photographie panoramique de Emm. de Martonne.

Dans la Sierra Nevada, la surface ancienne découpée par les cirques se reconnaît nettement à l'arrière-plan. Le développement des cirques est plus grandiose, les arêtes plus étroites. — Dans le Retiezat, on observe plus nettement la limite des surfaces moutonnées dans le grand cirque de Bucura, au centre duquel s'étale un lac glaciaire typique.

sister entre les niches accolées que des crêtes étroites et déchiquetées (fig. 292).

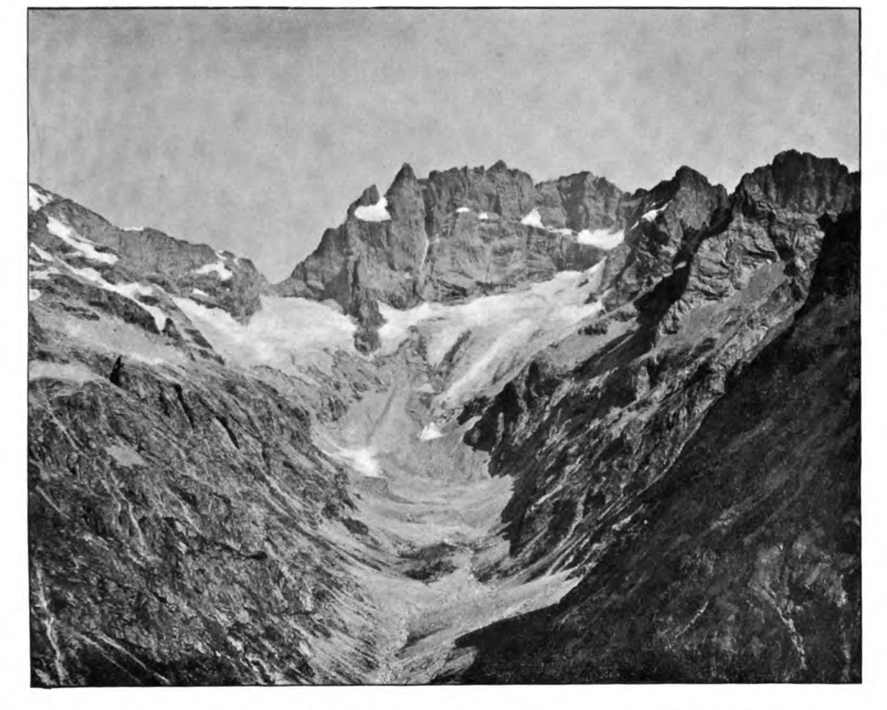
Vallées glaciaires. Bassin, Verrou, Auge, Cirque à gradins, vallée suspendue. — Si les cirques donnent leur caractère aux sommets, ce sont les particularités de forme des vallées, qui modifient le plus profondément l'aspect général des montagnes jadis occupées par des glaciers locaux.

Le profil longitudinal, aussi bien que le profil transversal, les rapports des vallées affluentes avec les vallées principales se présentent tout autrement que dans les montagnes où la sculpture est l'œuvre seule de l'érosion des eaux courantes. A certains égards, il s'agit seulement d'une exagération d'accidents dus à la jeunesse des vallées préglaciaires; à certains autres, il s'agit d'une transformation complète de ces accidents par l'érosion des anciens glaciers.

On a signalé comme des caractères de jeunesse l'existence de paliers dans le profil du thalweg, d'étranglements et d'élargissements successifs généralement en rapport avec la résistance des roches qui forment les versants. Ces caractères se retrouvent dans les vallées glaciaires, mais singulièrement exagérés ou même déformés. C'est par une série de véritables marches d'escaliers que descendent les rivières. Parfois la pente est devenue nulle sur le palier, ou même il y a contre-pente; la cuvette fermée est occupée par un lac ou comblée par les alluvions. Sur les gradins séparant les paliers, la rivière se précipite en cascades, et creuse des gorges étroites. Les paliers sont des lieux d'élargissement de la vallée: les gradins correspondent au contraire à des étranglements; lorsqu'il y a contre-pente, ils forment des barres, semblant fermer complètement la vallée vers l'aval, et qu'on peut qualifier, avec Penck, de *verrous* (*Riegel*).

La théorie de l'érosion glaciaire exposée plus haut explique facilement ces caractères (voir p. 624-627 et fig. 286).

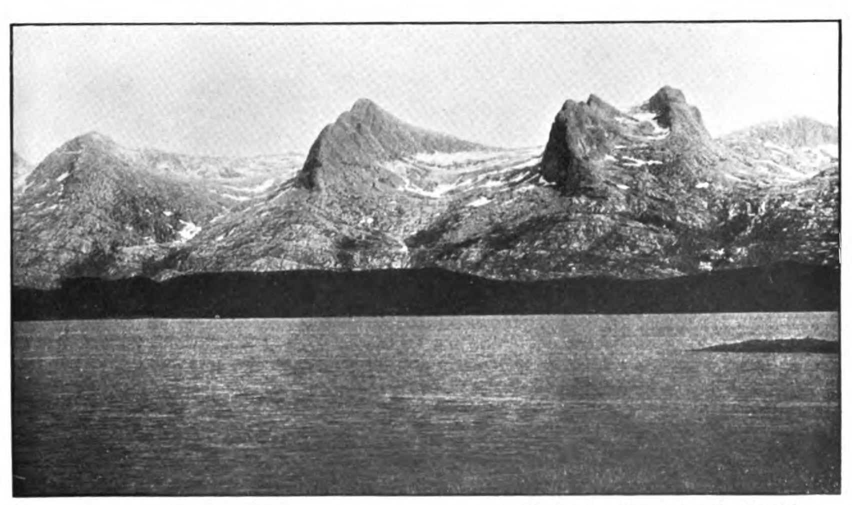
Le fond de la vallée actuelle était, pendant la période glaciaire le *lit* d'un glacier épais de plusieurs centaines de mètres. L'érosion glaciaire, déterminée par les inégalités de ce lit devait creuser davantage au-dessus et au-dessous des ruptures de pente et des rétrécissements [E. de M., 28]. Les *gradins* et les *plaines alluviales*, les *lacs*, les *bassins* et les *verrous* des anciennes vallées glaciaires sont donc des traits normaux du modelé. Ces considérations expliquent aussi les *cirques à gradins*, si communs dans les Pyrénées et les Karpates. Ce sont d'anciennes vallées torrentielles préglaciaires. Les glaciers qui s'y sont établis devaient avoir une pente très forte et très inégale, une épaisseur réduite et une surface très crevassée sur les gradins; d'où



A. — LA MEIJE ET LA VALLÉE DES ÉTANÇONS (MASSIF DE L'OISANS, ALPES DAUPHINOISES).

Type de vallée glaciaire en auge.

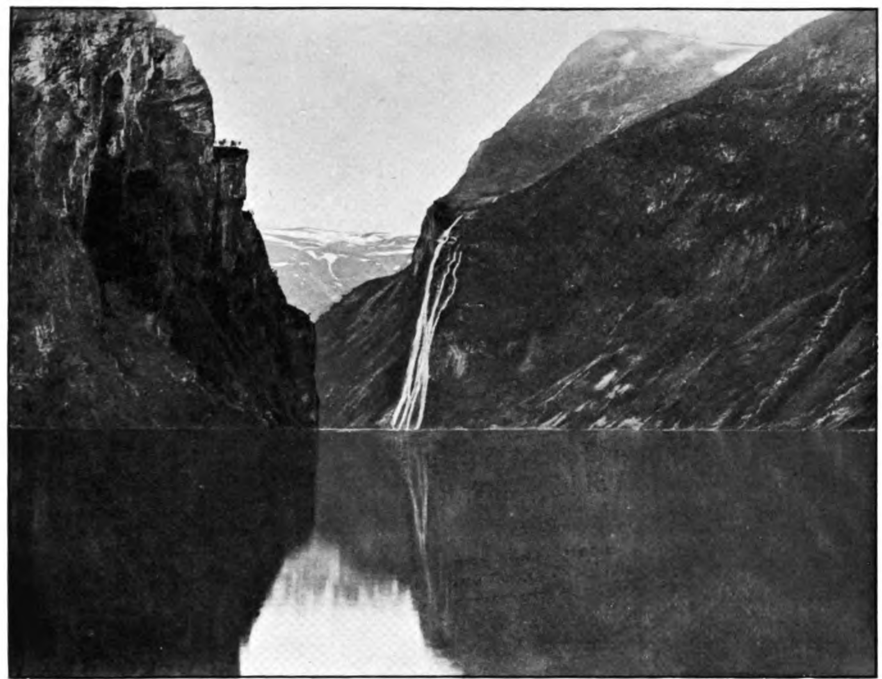
L'épaulement est particulièrement net à gauche (à la hauteur de E) ;
la limite du moutonnement, qui marque le bord de l'ancien glacier, est très nette à droite (à la hauteur de M).



Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

B. — LES SIVEN SÖSTRE DANS LE NORRLAND (NORVÈGE).

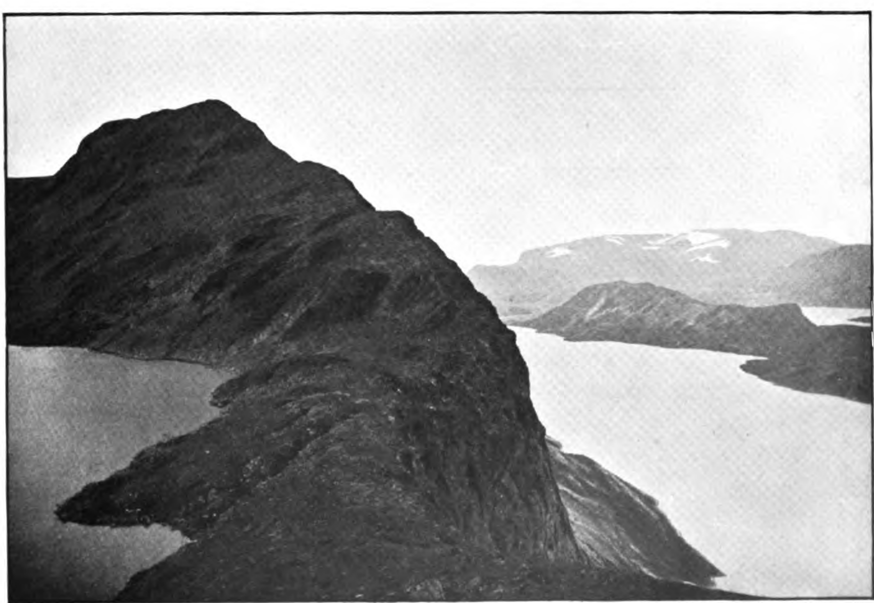
Les formes hardies des trois crêtes en vue sont dues à l'élargissement des vallées glaciaires en U très évasé. Elles séparaient des glaciers affluents du grand glacier, qui suivait la vallée principale, maintenant devenue un fiord. Remarquer les gradins de confluence d'autant moins hauts que les vallées sont plus développées.



Cliché Knudsen (Bergen).

A. — GEIRANGER FJORD (ROMSDAL-AMT).

Auge glaciaire à parois abruptes envahie par la mer.
Vallée latérale suspendue avec cascade.



Cliché Knudsen (Bergen).

B. — LES LACS BESS ET GJENDE (JOTUNHEIM).

A droite, le Gjendevand (994m), long de 20 kilom. type des lacs de vallée glaciaire, équivalents des fjords de la côte atlantique.
A gauche, 400m plus haut, le Bessvand (1380m).
Entre les deux, paroi de surcreusement verticale du Beseggen.

une inégalité d'érosion suffisante pour rendre compte des petits bassins souvent occupés chacun par un ou deux lacs.

Un caractère général de toutes les vallées glaciaires est la forme du profil transversal. On a depuis longtemps reconnu qu'il avait l'apparence d'une *auge* (profil en U) tandis que les vallées fluviatiles tendent vers un profil en V [30, 33]. La différence est la même qui existe entre le bassin de réception torrentiel et le cirque et s'explique en partie par les mêmes raisons.

Il faut noter avant tout que l'auge n'intéresse pas toute la vallée (fig. 293 et 294); elle se développe au-dessous de la surface de l'ancien glacier, elle est donc *une forme de lit glaciaire*. Nous avons vu que le glacier travaille énergiquement à élargir son lit, constitué par le fond de la vallée préglaciaire, qui n'est pas une forme commode pour l'écoulement d'un fluide visqueux. C'est à ce travail qu'est due l'*auge glaciaire*.

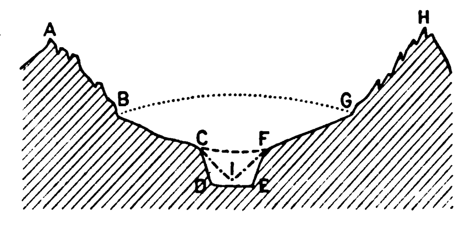


Fig. 293. — Schéma d'une vallée glaciaire à auge simple.

ABCFGH, vallée mûre; ABCIFGH, vallée rajeunie préglaciaires; BCDEFG, lit du glacier; CDEF, auge; BC, FG, épaulements.

Mais l'auge n'est pas le seul trait important des vallées glaciaires. Les pentes qui s'étalent au-dessus sont remarquablement adoucies, formant une sorte d'*épaulement* entre les crêtes déchiquetées et les versants raides de l'auge. C'est au niveau de cet épaulement que s'ouvrent souvent les cirques qui découpent les crêtes. L'épaulement est moutonné et a été recouvert par le glacier; la rupture de pente qui le sépare de l'auge ne peut donc être expliquée par la seule érosion glaciaire. Il faut admettre que la vallée préglaciaire portait les traces de deux cycles; l'épaulement correspondant à une ancienne vallée mûre, l'auge à une vallée rajeunie immédiatement préglaciaire (fig. 293).

Cette hypothèse est la seule qui permette d'expliquer les *vallées aveugles* (*Talschluss*) en même temps que toutes les particularités des *vallées suspendues* [E. de M., 28].

La brusque terminaison de l'auge en un amphithéâtre, formé par la jonction des versants vers l'amont, avait embarrassé Penck [26] et Richter [29]. Des formes analogues existent pourtant dans les régions d'érosion fluviale, et il est probable que les vallées aveugles sont simplement des gradins correspondant au point jusqu'où a remonté la morsure du cycle d'érosion préglaciaire [30, 31].



Fig. 204. — La vallée de Lauterbrunnen (Suisse). Type d'auge glaciaire avec épaulements. Dessin d'après une photographie.

Les *vallées suspendues* sont un trait plus important encore des vallées glaciaires. Au lieu de confluer de plain pied avec la rivière principale, les affluents tombent souvent en cascade du haut d'abrupts dont la hauteur est presque égale à celle des bords de l'auge, ou se précipitent dans des gorges étroites, après avoir coulé dans une vallée large. Si l'on admet que le rajeunissement préglaciaire n'ait pas toujours atteint les vallées secondaires, on aura l'explication la plus générale du phénomène (fig. 295). Une pente ou un étranglement de la vallée affluente préglaciaire à son confluent avec la vallée principale devait donner lieu à la formation d'un gradin dans le lit glaciaire, comme les ruptures de pente et les étranglements dans la

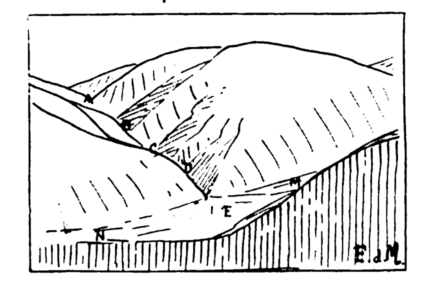
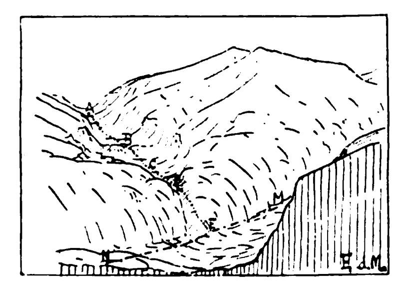



Fig. 295. — Transformation par l'érosion glaciaire d'une vallée torrentielle en vallée suspendue.

A gauche, formes d'érosion fluviale préglaciaires. A droite, formes glaciaires (indication des thalwegs primitifs de la rivière principale (MN) et de l'affluent (ABCDE); verrou en D, bassin en G.

vallée principale. On comprend donc que les *gradins de confluence*, ainsi qu'on les a nommés [Penck, 26], soient souvent en même temps des *verrous* [E. de M., 28].

Formes des montagnes à glaciation alaskienne. — Les Alpes. L'explication des formes glaciaires, dans les montagnes à glaciation locale limitée, montre qu'elles sont dues en réalité à une transformation de formes de rajeunissement fluviatile. Le même point de vue doit être appliqué aux régions de glaciation plus étendue semblables à l'Alaska actuel. On doit en effet envisager, non seulement les formes des montagnes, qui doivent leur cachet surtout à l'érosion des grands courants de glace, mais les formes de l'avant-pays, sur lequel se sont étalés les glaciers de piedmont, et où dominent les formes d'accumulation.

On doit encore tenir compte des variations de la glaciation, qui ont dû être considérables pour des appareils glaciaires d'une pareille ampleur. Dans les Alpes, qui sont le massif le mieux connu à ce point de vue [Penck, 26], on a distingué quatre périodes glaciaires, séparées par des phases d'érosion fluviale, dont il est logique de chercher les traces dans la montagne, aussi bien que dans

l'avant-pays. Pendant les phases de retrait, les glaciers ont pu prendre des formes semblables à celles d'une glaciation plus limitée.

Si nous envisageons d'abord la montagne, nous trouvons dans les Alpes toutes les formes déjà décrites, mais avec des complications telles, qu'il est parfois difficile de les reconnaître. Les sommets élevés, lorsqu'ils ne sont pas encore actuellement empâtés par les neiges et les glaciers, apparaissent découpés par des cirques,

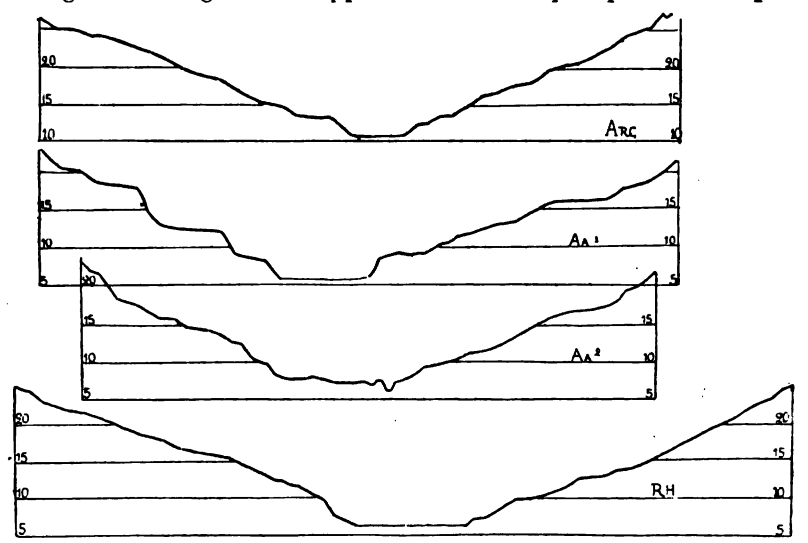


Fig. 296. — Profils de grandes vallées alpines à épaulements multiples. Echelle des hauteurs et longueurs 1 : 100 000 (hauteurs chiffrées en centaines de mètres).

Arc. Arc près de Modane; — Aa¹, Aar un peu au-dessous de Meiringen; — Aa², Aar au Kirchet, — Rh., Rhône près Tourtemagne.

que séparent des crêtes étroites, ou des pics de forme pyramidale rongés de trois ou quatre côtés à la fois (Cervin). Le type du *massif à cirques* (*Karling* de Penck) est prédominant. Pourtant bon nombre de sommets ont des formes arrondies; ce sont ceux qui ont été recouverts par la glace, qui s'élevait jusqu'à 1 500 m. au-dessus du fond actuel des vallées, débordait sur les crêtes les séparant et franchissait les cols. Penck a proposé le nom de *Rundling*, s'opposant à *Karling* pour les sommets arrondis [26]. Il conviendrait d'avoir aussi un nom pour les cols très larges, qui sont un trait caractéristique des Alpes, avec leur surface moutonnée et leurs lacs (Mont-Cenis, Saint-Bernard, etc.). Leur topographie rappelle celle du *field* norvégien.

Les vallées des Alpes sont remarquables par leurs formes anor-

males. Dans la haute montagne, surtout dans les massifs granitiques (Tauern, Massif de l'Aar, Pelvoux), on trouve fréquemment la vallée à auge simple décrite plus haut (voir planche XXVIII, A), avec ses bassins et ses gradins à verrou, son épaulement et ses vallées suspendues, sa terminaison en vallée aveugle, ou en cirque à gradins. Mais les grandes vallées ont des formes singulièrement plus compliquées.

Le fond plat, et la raideur de pente des versants sont les seuls traits qui, au premier abord, obligent à chercher une explication autre que l'érosion fluviale normale (fig. 296). La raideur des versants est un caractère de vallée fluviale jeune, le fond large et plat est un caractère de vallée fluviale mure. La forme d'auge du fond de la vallée est toujours plus ou moins indiquée par une raideur plus grande de la partie inférieure des versants et les gradins de confluence des vallées suspendues. Mais la séparation avec l'épaulement n'est pas nette, le profil des versants indiquant toute une série de petits épaulements (fig. 296.)

Ces épaulements multiples sont un trait si caractéristique des vallées alpines, qu'il y a partout un nom populaire pour les désigner. Ce sont les *replats* ou *replatons* des Alpes françaises, les *Piani* des Alpes italiennes, les *Ebenen* des Alpes allemandes. Les cultures occupent les replats inférieurs, les paturages les replats supérieurs; la forêt qui couvre les versants raides y est toujours interrompue. Souvent chaque replat porte son village, et il n'est pas rare de voir le même nom de village répété trois fois sur le même versant avec les qualificatifs de *unter*, *mittel*, et *ober*, ou *d'en bas*, *du milieu* et *d'en haut*.

Les replats multiples indiquent que l'érosion des vallées alpines est le résultat d'une série de phases d'érosion glaciaire et d'érosion fluviale alternantes, produisant un enfoncement progressif du thalweg et un encaissement de plus en plus grand de la vallée, malgré les efforts faits par le glacier pour reculer le pied du versant par sapement à chaque période glaciaire. L'extrême inégalité d'altitude des replats, démontrée par une étude morphologique serrée dans les Alpes françaises [28], suffit à prouver qu'ils ne sont pas les restes d'anciens fonds de vallées fluviales, mais des formes de lit glaciaire avec des contre-pentes. On s'explique ainsi que les bassins des grandes vallées alpines soient séparés par des *verrous à plusieurs niveaux*; que l'ensemble des versants présente du haut en bas une série de ruptures de pente correspondant à des replats plus largement développés dans les bassins; et surtout que les vallées suspendues offrent à leur débouché une série d'étranglements sem-

blables, témoignant de l'existence de plusieurs *vallées suspendues emboîtées* [26, 28].

A chaque période interglaciaire, l'érosion fluviale à travaillé à raccorder les différents bassins de la vallée principale, et ceux-ci avec les vallées suspendues, en sciant des *gorges de raccordement*. A l'époque glaciaire suivante, le glacier a pénétré dans ces gorges en les élargissant, mais aussi en détruisant le raccord établi, par suite de son inégale érosion sur un lit accidenté.

L'enfoncement progressif du thalweg et la reprise du creusement à chaque période interglaciaire s'explique par le fait que les Alpes avaient subi à la fin du tertiaire un dernier soulèvement (cf. ch. v et vii). Les vallées étaient en plein travail de rajeunissement quand la glaciation est intervenue. Le profil d'équilibre aurait peut-être été atteint plus tôt sans ce changement de mode d'érosion. A chaque période interglaciaire, un nouvel effort était fait vers sa réalisation. Les grandes rivières y sont certainement parvenues avant la fin des dernières périodes glaciaires, mais l'érosion glaciaire n'est pas liée au profil d'équilibre; aussi les glaciers ont continué à façonner leur lit au-dessous de ce profil, il y a eu dans la partie inférieure des vallées un véritable *surcreusement*, suivi pendant les périodes interglaciaires ou postglaciaires d'un alluvionnement des cuvettes ou de la formation des lacs (fig. 297).

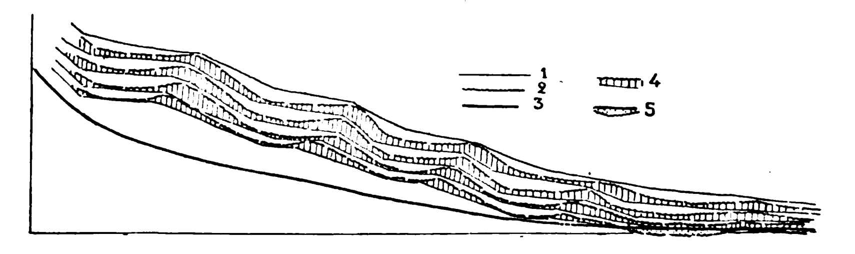


Fig. 297. — Schéma du développement du profil longitudinal d'une grande vallée alpine.

1. Profils d'érosion fluviale préglaciaire et interglaciaire; — 2. Profils d'érosion glaciaire; — 3. Profil d'équilibre; — 4. Creusements interglaciaires; — 5. Remblaiements interglaciaires des derniers stades.

Ces considérations expliquent en partie les lacs subalpins et éclairent l'origine des plaines d'alluvions qui s'étendent souvent très loin à l'intérieur de la montagne le long des grandes vallées (Valais, Grésivaudan, Inntal, etc.). Ces plaines, qui jouent un si grand rôle dans la géographie humaine comme centres de peuplement et voies de communications naturelles, sont inexplicables par l'érosion fluviale à cause de la grande profondeur des alluvions qui s'y trouve, et des gorges qui leur succèdent vers l'aval. Les îlots rocheux qu'on y rencontre, sièges d'anciens châteaux ou de sanctuaires réputés (Sion) et toujours points d'attraction pour la population, sont les sommets de verrous rocheux noyés sous les alluvions [E. de M., 28].

Formes de l'avant-pays alpin. Amphithéâtres morainiques et

terrasses fluvio-glaciaires. — Si les formes d'érosion glaciaire, combinées avec les formes d'érosion fluviale préglaciaire et interglaciaire, dominent dans la montagne, les formes d'accumulation dominent dans l'avant-pays alpin. L'érosion des lobes terminaux s'est bien traduite par la formation de *bassins terminaux* (*Zungenbecken*), souvent *surcreusés ;* mais ce sont surtout les moraines déposées sur le front de la glace qui donnent généralement à ces bassins la forme de cuvettes fermées, occupées par un grand lac ou une plaine alluviale (fig. 298).

En partant du centre de la cuvette, on trouve d'abord une région de buttes arrondies confuses, qui représentent encore des dépôts

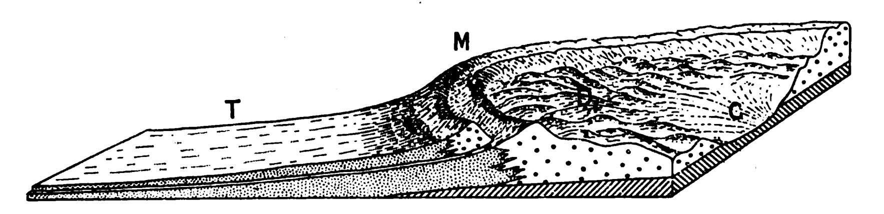


Fig. 298. — Schéma d'un complexe fluvio-glaciaire alpin, d'après Penck.

C, dépression terminale (*Zungenbecken*); M, amphithéâtre morainique (moraines frontales), en arrière desquelles s'étend une zone de *Drumlins* (D); T, cône de transition et terrasses fluvio-glaciaires.

sous-glaciaires (*Drumlins*). Puis ces buttes se groupent en un rempart continu développé en fer à cheval qui n'est autre que la moraine frontale. Le rempart, en pente abrupte du côté du glacier qui le soutenait, s'incline doucement vers l'extérieur, où il s'éboulait constamment à l'air libre, et passe progressivement à une surface uniforme, produit de l'accumulation des torrents glaciaires (*terrasse fluvio-glaciaire*), par l'intermédiaire d'un plan incliné, où l'on observe une alternance de dépôts torrentiels stratifiés et de véritables moraines, suivant les avancées ou les reculs du front du glacier (*cône de transition*). On a donné à cet ensemble le nom de *complexe fluvio-glaciaire* [Penck, 21], Sur le pourtour des Alpes, on distingue autant de bassins terminaux et d'amphithéâtres morainiques qu'il y avait de grands glaciers.

C'est lorsque les glaciers venaient mourir juste au bord de la montagne que les bassins terminaux et les *amphithéâtres morainiques* sont le plus développés. Tel est le cas sur le versant sud des Alpes, où se trouvent les lacs subalpins les plus profonds et les amphithéâtres morainiques les plus grandioses. Le fond du lac de Garde est à 200 m. au-dessous du niveau de la mer; les moraines d'Ivrée

ont 300 m. de hauteur relative, le talus de transition lui-même est en pente assez raide. Sur le versant nord, où les glaciers de l'Inn, du Rhin et du Rhône s'étalaient sur l'avant-pays, les lacs sont moins profonds (Chiemsee), la zone des moraines terminales est plus large et plus confuse, la zone des *Drumlins* même couvre une grande étendue.

Le cône de transition et même la plaine d'accumulation qui lui fait suite, ont des pentes de dépôt torrentiel. Aussi ont-ils été entaillés par les fleuves, dès que la disparition des glaciers a délivré les cours d'eau du fardeau d'alluvions qui les réduisait à accumuler et leur a rendu un volume d'eau suffisant pour reprendre le creusement. Il en est résulté des terrasses.

La région des terrasses fluvio-glaciaires correspond à la zone de dispersion des produits morainiques. Elle couvre une grande partie du plateau bavarois au N. des Alpes, où elle a été particulièrement bien étudiée [Penck, 26]. On a reconnu l'existence de plusieurs terrasses, étagées à différents niveaux et correspondant à autant de glaciations. Il a été possible en effet de suivre le raccord de chaque terrasse avec des moraines distinctes. Les plus élevées sont en général les plus anciennes, ainsi que le prouve la cimentation de leurs matériaux en une sorte de conglomérat (*Nagelfluh*) et la décomposition des blocs cristallins, aussi bien dans les terrasses que dans les moraines qui leur correspondent. Le creusement correspondant aux phases interglaciaires a parfois atteint la roche en place, en sorte que les terrasses sont tantôt emboîtées l'une dans l'autre, tantôt simplement étagées. Il existe également dans les Alpes françaises plusieurs terrasses en rapport avec des moraines, mais les conditions ne sont pas aussi nettes qu'en Bavière.

L'importance géographique des terrasses fluvio-glaciaires est partout manifeste. Les graviers des hauteurs, souvent décomposés, forment des plateaux argileux, parfois marécageux, couverts de bois, froids et humides (plateau du Chambaran dans le Bas-Dauphiné). La haute terrasse couverte de limon (*Loess*) est au contraire un sol fertile, recherché particulièrement en Bavière pour les cultures, et où se groupent de gros villages contrastant avec les habitations disséminées de la zone morainique. Les basses terrasses, souvent entièrement caillouteuses, sont sèches et peu habitées, elles forment aux environs de Lyon des trouées désertes au milieu des moraines anciennes, au pied desquelles se pressent les villages (Balmes Viennoises).

L'importance des terrasses est plus grande encore à l'intérieur des Alpes. Les hameaux se groupent sur les basses et moyennes terrasses, où ils trouvent un sol meuble, et sont à l'abri des inondations et des grands froids d'hiver. Même dans la vallée de la Durance, les hautes terrasses

anciennes sont au contraire boisées et inhabitées (environs de Veynes et Sisteron).

Formes d'érosion des régions de glaciation régionale quaternaire, Field et Fiords. — Les immenses calottes de glace qui couvraient à l'époque quaternaire toute la surface de l'Europe septen-



Fig. 299. — Topographie glaciaire norvégienne. Fiord et plateaux de fleld semés de lacs et marécages, avec roches moutonnées. D'après la carte de Norvège au 1 : 100 000. Echelle 1 : 250 000; équidistance, 30 m.

trionale et les deux tiers de l'Amérique du Nord avaient leur origine, comme les glaciers continentaux du Groenland et de l'Antarctique à l'époque actuelle, dans des régions élevées. Ces centres de dispersion ont été surtout des lieux d'érosion, où les formes sont conditionnées par le relief préglaciaire autant que par la nature de la glaciation.

La glace noyant tous les reliefs, on doit retrouver partout les aspects des fonds de lits glaciaires : roches moutonnées et cuvettes fermées. L'absence de toute rupture de pente brusque, le caractère arrondi de toutes les saillies, l'indécision de l'hydrographie, la multiplicité des lacs et des marécages, sont en effet les traits topographiques qu'on retrouve partout, dans la Péninsule Scandinave, la Finlande, l'Écosse, le Labrador, le Canada et le Nord-Est des États-Unis. Mais si le cachet glaciaire est imprimé sur toutes les formes, ces formes restent assez variées.

Les pénéplaines arasant des roches cristallines anciennes sont très étendues dans les régions d'inlandsis quaternaire. Qu'elles soient restées peu élevées, comme en bien des points de l'Amérique du Nord, ou forment des hauts plateaux comme en Écosse et en Scandinavie, elles ont partout l'aspect caractérisé en Norvège par le mot de *field* (fig. 299) : chaos de bosses arrondies, de marécages et de petits lacs. Dans les zones de roches plissées et arasées, la différence de dureté des bancs affleurant à la surface du sol paraît avoir guidé l'érosion glaciaire, et les dépressions forment des sillons séparés par des crêtes parallèles et moutonnées. Cet aspect se retrouve dans le sud de l'Écosse, une partie de l'Irlande et la Finlande. Il explique qu'on ait été tenté d'attribuer la forme de certains lacs à des dislocations tectoniques.

Lorsque les vallées préglaciaires entaillaient les plateaux, ces vallées ont été noyées jusqu'à leur bord sous la glace, formant des courants comparables aux glaciers alpins. Aussi ces vallées ont-elles des caractères les rapprochant des vallées alpines : bassins à fond alluvial ou lacustre, verrous sciés par des gorges, versants très raides, vallées suspendues avec cascades. On a pu dire que les *fiords* de Norvège étaient simplement des vallées alpines submergées dans leur partie inférieure par l'invasion de la mer. Sur le versant suédois, des lacs et des vallées en auge correspondent aux fiords norvégiens (planche XXIX).

Les Andes du Chili montrent de façon frappante le passage de véritables vallées glaciaires alpines à des fiords, où les sondages de NORDENSKJÖLD [34] ont montré les mêmes bassins et les mêmes verrous submergés que dans les fiords de Norvège. L'Alaska étudié par TARR et MARTIN [17] a permis de faire des constatations semblables.

Il y a cependant une différence essentielle entre les fiords norvégiens tout au moins et les vallées glaciaires alpines. Une partie du versant des vallées alpines s'élevait au-dessus du glacier et a toujours gardé les formes déchiquetées dues à la désagrégation mécanique dans la zone des neiges; les vallées norvégiennes étaient entièrement noyées sous la glace et

sont moutonnées du haut en bas. Le profil est réduit à l'auge; l'épaulement lui-même n'existe pas généralement. Il n'est donc pas nécessaire de supposer, comme le faisait RICHTER [32], que les fiords ont été creusés pendant les périodes de retrait par de vraies langues de glaciers individualisées. Mais il faut admettre qu'ils ont été préparés par une érosion jeune entaillant une pénéplaine récemment soulevée. Leur rapport, comme direction, avec les dislocations tectoniques anciennes s'explique ainsi facilement, sans qu'on soit tenté, comme on l'a fait jadis, de chercher dans ces dislocations leur origine. L'envahissement de la mer peut être dû en partie, au fait que les vallées ont été réellement *surcreusées*, le profil d'équilibre ayant été atteint, dans le cours inférieur, et dépassé par l'érosion glaciaire; mais la continuation des fiords sous forme de vallées glaciaires sous-marines à travers la plate-forme continentale immergée, ne peut s'expliquer que par un changement relatif du niveau de base (cf. chap. xv).

Les seules formes qui témoignent en Norvège de l'existence de montagnes rocheuses émergeant de la glace sont les cirques, qui découpent les sommets les plus élevés, anciens *monadnocks* à la surface de la pénéplaine, devenus pendant la période glaciaire des *nunataks :* Il est possible que ces sommets n'aient émergé que pendant les périodes de retrait.

Dépôts des grandes calottes glaciaires : moraine de fond, drumlins, œsar. — L'importance des dépôts des calottes glaciaires quaternaires est en rapport avec l'érosion qu'elles étaient capables d'exercer. La moraine de fond enveloppe souvent les roches moutonnées, même dans la région du *field;* elle devient de plus en plus dominante lorsqu'on s'éloigne du centre de la glaciation, et finit par noyer entièrement tous les reliefs. Dans la plus grande partie de l'Allemagne du Nord, une partie du SE. de la Suède, la Finlande, une zone s'étendant de la Pensylvanie au Wisconsin dans les États-Unis, toute la topographie est ainsi due à la moraine de fond.

Ce dépôt est généralement formé par une boue argilo-marneuse mêlée de cailloux striés et de blocs atteignant parfois plusieurs mètres cubes (*Argile à blocaux*, *Boulder clay*, *Geschiebelehm*). Mais on rencontre aussi des couches de sable ou de cailloutis.

La confusion de la topographie semble au premier abord inextricable. On est cependant arrivé à distinguer des formes pour lesquelles il existe même des noms populaires locaux (*drumlin*, *œsar*, *esker*).

Le nom de *drumlin* est appliqué en Irlande à des buttes, généralement ovoïdes, formées de matériaux de moraine de fond et groupées en alignements parallèles suivant la direction du mouvement de la glace (fig. 300). Les mêmes formes existent en Bavière, dans l'Allemagne du Nord, la Suède. Aux États-Unis, les drumlins couvrent tout le Nord du Wisconsin et y atteignent des dimensions relativement considérables [45, 46].

Le mot scandinave *as* (pluriel : *œsar*) désigne des digues naturelles, suivant à peu près la même direction que les alignements de drumlins et perpendiculaires aux moraines frontales (fig. 301), mais formées de couches présentant la stratification torrentielle. On les considère comme le résultat de dépôts des torrents sous-glaciaires. Leur rôle dans la géographie de la Finlande est des plus frappants. Ils barrent souvent les lacs, sont suivis par les routes et recherchés par les hameaux, qui y sont à l'abri des inondations.

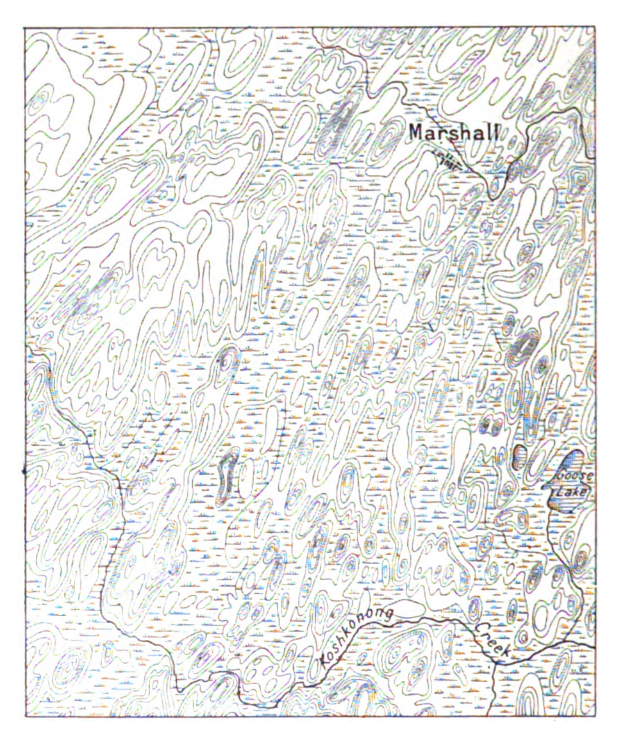


Fig. 300. — Drumlins, d'après la Carte topographique des États-Unis, f^lle Sun Prairie (Wisc.). Échelle 1 : 175 000; équidistance, 15 m.

tions. En Amérique, les *eskers* sont l'équivalent des œsar; ils ont aussi servi de chaussées naturelles dans les régions marécageuses. Dans l'Allemagne du Nord, les œsar sont presque inconnus.

Le Plateau de Poméranie est cependant une région classique pour l'étude des formes de la moraine de fond [Wahnschaffe, 38]. Le glacier scandinave, forcé de remonter à contre-pente depuis le fond du bassin Baltique, y a stationné avec des alternatives d'avancée et de recul et y a déposé une grande épaisseur de matériaux. L'argile à blocaux forme des plateaux assez uniformes, criblés de creux arrondis ressemblant aux dolines, coupés de vallées lacustres ramifiées, semés de drumlins avec de rares œsar. La complexité des formes augmente en se rapprochant de l'extrémité du glacier marquée par la moraine frontale; les drumlins se multiplient; des ondulations se développent, parallèles aux remparts terminaux, mais formées de matériaux de moraine de fond plissés par la pression de la glace dans ses

périodes d'avancée rapide. Enfin on se trouve en présence d'un dédale de croupes et de creux sans écoulement, semé de lacs et de tourbières, qu'on considère comme l'expression ordinaire du paysage morainique.

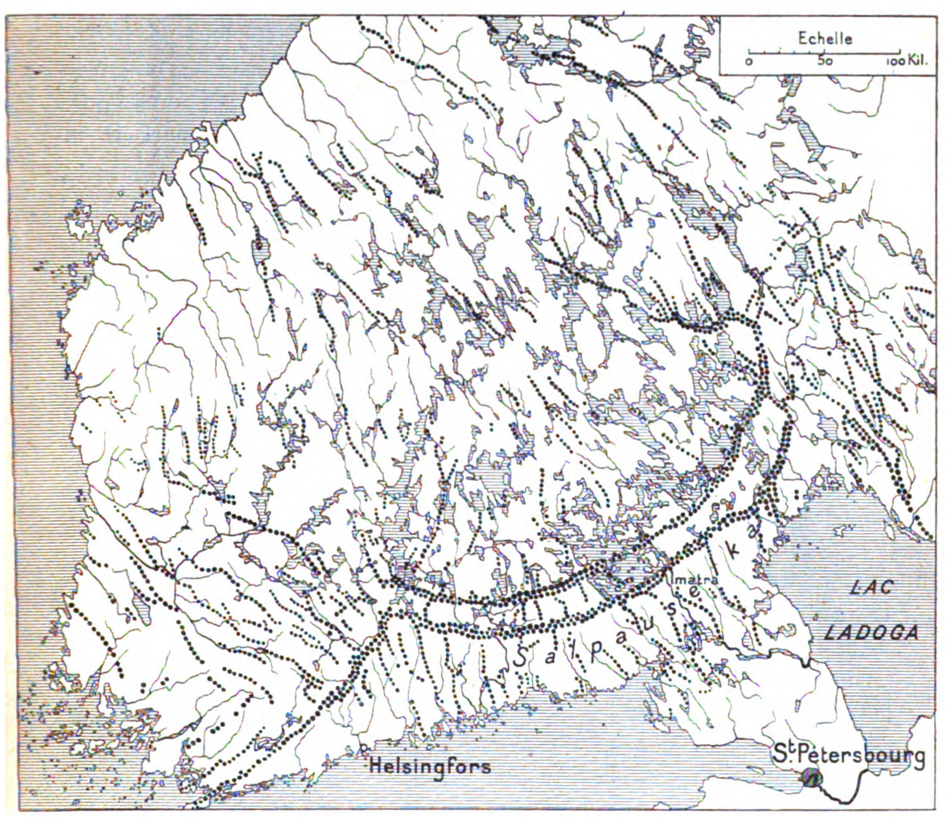


Fig. 301. — Disposition des œsar et de la Salpauselka en Finlande. d'après l'Atlas de Finlande.

Les œsar se greffent perpendiculairement sur la moraine terminale arquée. Ils sont souvent parallèles aux rivages des lacs. La Salpauselka paraît servir de digue aux lacs les plus importants.

Moraines terminales, kames, sandr. — Le vallum de moraine terminale apparaît comme un trait topographique vigoureux, contrastant avec la confusion de la moraine de fond. Son profil est dissymétrique, la pente intérieure est la plus raide. Les matériaux sont grossiers, les blocs de plusieurs quintaux ne sont pas rares. La forme générale est arquée (fig. 301); le vallum est le plus souvent double ou triple. A l'intersection de deux arcs voisins, il y a parfois comme un émiettement du vallum. C'est là qu'on rencontre les formes appelées *kames* aux États-Unis. Ce sont des buttes irrégulières, alignées en traînées à peu près parallèles aux moraines et con-

stituées de matériaux plus ou moins stratifiés. On les attribue au remaniement par les eaux de fonte, particulièrement abondantes entre deux lobes glaciaires.

Les crêtes de moraines frontales sont souvent trouées par d'anciennes percées de torrents glaciaires, formant des vallées relativement profondes, souvent occupées par des lacs ramifiés (Poméranie). En Finlande, les émissaires des lacs franchissent le rempart de la *Salpauselka* par des rapides et des chutes (Imatra, fig. 301).

En avant des moraines frontales, on observe généralement de grandes plaines de sable et de cailloutis fins, formant un glacis incliné en pente douce. Dans l'Allemagne du Nord, ces plaines sont des étendues stériles, où le vent édifie parfois des dunes (*Haidesand*). En Islande, on observe sur le front des glacier actuels le développement de plaines de cailloutis semblables. Le nom de *Sandr* qu'on leur donne a été généralisé, et sert pour désigner les formations semblables, aussi bien en Allemagne qu'aux États-Unis, où elles sont très développées. Le Sandr est en somme un équivalent du talus de transition du complexe fluvio-glaciaire alpin (cf. fig. 298). Il résulte du lavage de la moraine par les torrents glaciaires, entraînant les éléments fins et laissant les gros blocs, qui donnent au vallum frontal un aspect caractéristique.

Lacs de cuvettes terminales; lacs et chenaux proglaciaires. — Un autre élément du complexe fluvio-glaciaire se retrouve dans la zone terminale de la dernière glaciation; c'est le bassin terminal (*Zungenbecken*), en partie creusé par le glacier, en partie barré par les moraines. Le front de l'inlandsis présentait une série de lobes correspondant aux dépressions de la topographie préglaciaire, et encore très bien marqués par les festons de moraines terminales. A chaque lobe correspond un bassin terminal, qui a donné naissance à un lac, ou a même pu être envahi par les eaux marines. Ainsi la limite de la dernière glaciation est jalonnée par une série de grands lacs ou de golfes (en Europe : lacs Ladoga et Onéga, golfe de Riga; en Amérique : grands lacs laurentiens, lacs Winnipeg, de l'Ours, etc.).

Quelques-uns de ces lacs, formés immédiatement après le retrait des glaciers, ont disparu à peu près entièrement ou ont changé très notablement de forme. Ainsi le lac Winnipeg est le dernier reste d'un immense lac, qui dut son extension à la barrière qu'opposait à l'écoulement des eaux vers le Nord le front du glacier en voie de recul, stationnant un moment sur la plaine côtière de la baie d'Hudson et le bassin du Mackenzie [W. Upham, 48]. Ce lac, appelé *Lac Agassiz* par les géologues Américains, était un lac de barrage glaciaire de dimensions colossales. Telle est aussi, en partie l'origine des grands lacs laurentiens dont l'évolution étudiée avec le plus grand soin aux États-Unis et au Canada [45-49] est représentée par la figure 302.

Leurs cuvettes sont des bassins terminaux dérivés de vallées préglaciaires

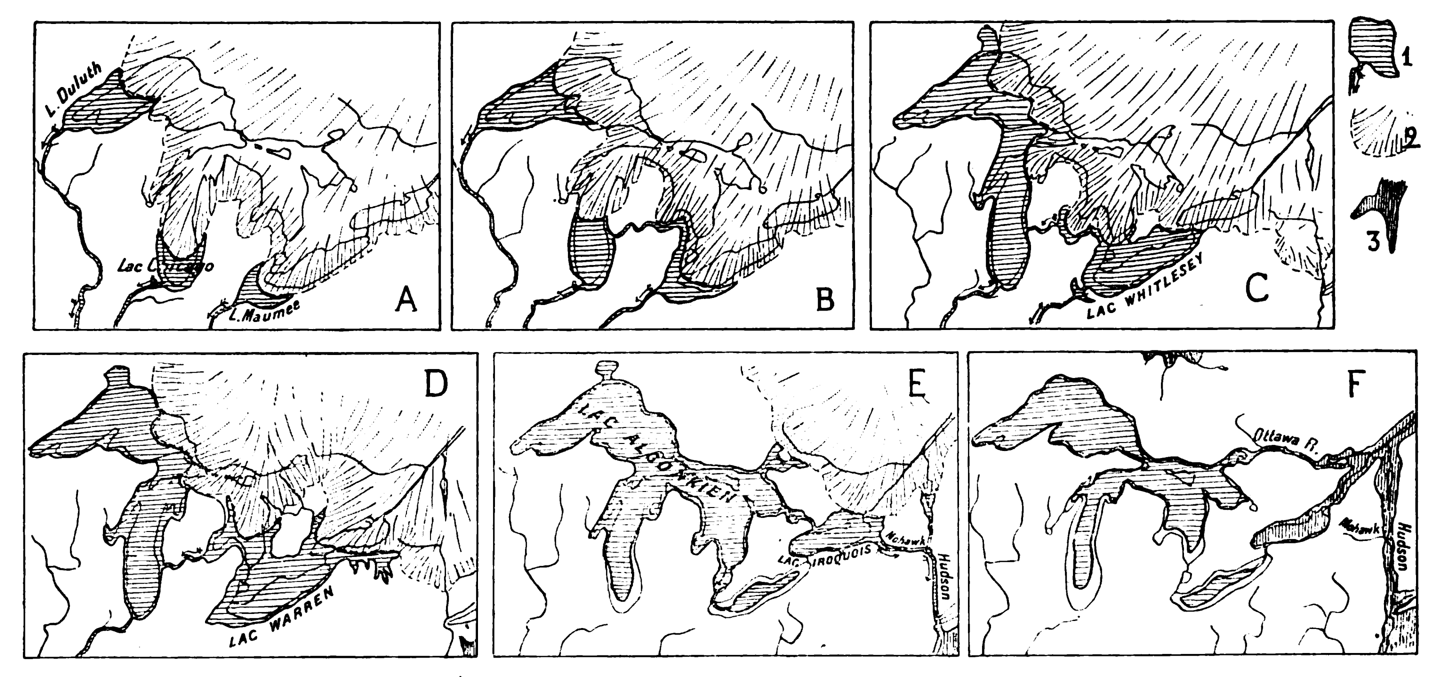


Fig. 302. — Évolution des grands lacs laurentiens, d'après Leverett et Taylor.

1, Lac avec chenal d'écoulement (le sens de l'écoulement est marqué par la flèche). — 2, lobe terminal de l'inlandsis. — 3, mor.

s'écoulant vers le NE. Dès que la glace commence à les abandonner, les eaux s'y rassemblent débordant sur les moraines et s'écoulant vers le Sud (A, B, C) elles s'étendent de plus en plus vers le Nord avec les progrès du recul des glaces, et forment deux grands lacs communiquant par un chenal

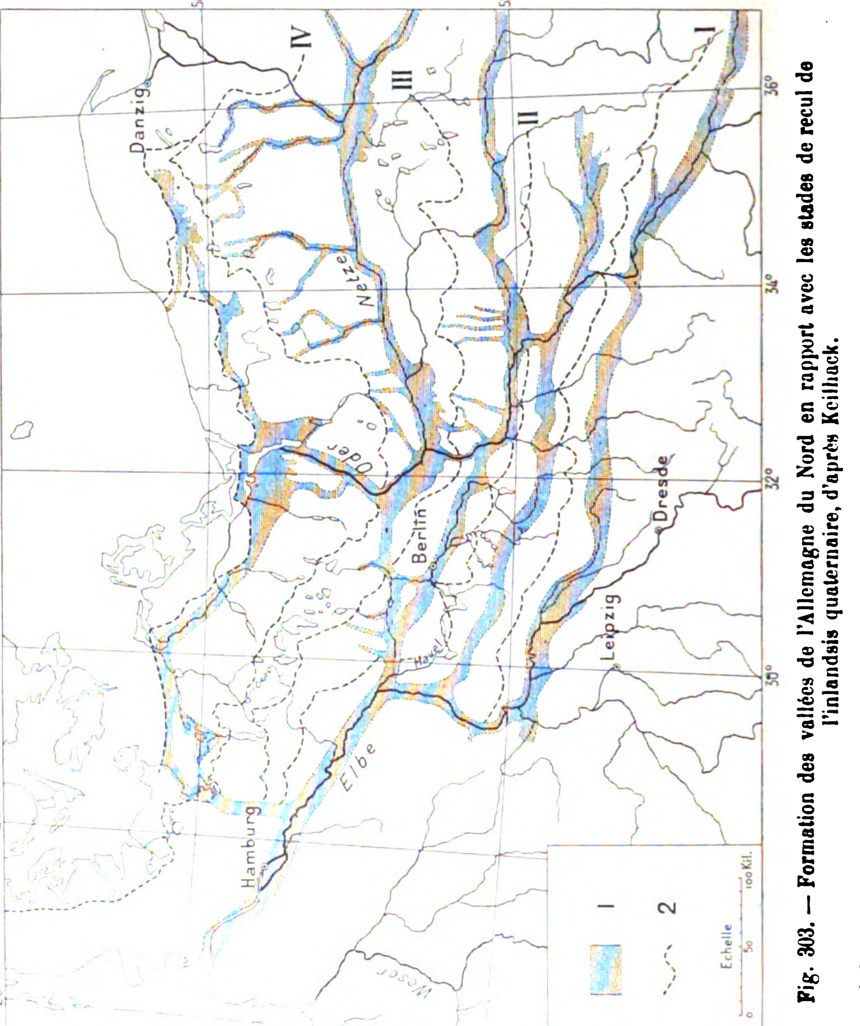


Fig. 303. — Formation des vallées de l'Allemagne du Nord en rapport avec les stades de recul de l'inlandsis quaternaire, d'après Keilhack.

1. Réseau des vallées et lacs de barrage glaciaire quaternaires. — 2. Bords successifs de l'inlandsis numérotés.

actuellement abandonné (D). Enfin le retrait des glaciers permet aux eaux d'envahir toute la cuvette du lac Huron actuel (E).

L'immense *lac Algonquien* ainsi formé trouvait un écoulement naturel vers l'Est par un chenal aboutissant à la cuvette du lac Érié actuel, ce qui permettait aux eaux de baisser en abandonnant le Sud du Michigan, et la plus grande partie non seulement de l'ancien *lac Warren* mais du bassin même de l'Érié actuel. Cependant la voie du Saint-Laurent était encore bloquée

par la glace et le *lac Iroquois*, formé à peu près sur l'emplacement de l'Ontario actuel, ne pouvait s'écouler que par l'Hudson. Toute la masse des eaux se déchargeait donc en définitive par la vallée de Mohawk, actuellement vallée sèche, mais suivie, grâce à sa largeur, par routes, chemins de fer et canaux (fig. 302, E).

Après le retrait définitif des glaces l'écoulement vers le NE. devait naturellement se rétablir, mais la mer envahit jusqu'à la cuvette de l'Ontario, et c'est par la rivière Ottawa que s'y déchargent les grands lacs, qui reculaient de plus en plus au S. (F). Il a fallu pour arriver aux conditions actuelles un mouvement épeirogénique, décelé par le relèvement des terrasses lacustres vers le NE., qui a refoulé les eaux vers le SW; d'où abandon du chenal Ottawa, déversement par la rivière Sainte-Clair, et remplissage de la cuvette du lac Érié, qui déborde en créant la chute grandiose du Niagara.

L'érosion et l'accumulation glaciaire ont préparé les cuvettes des grands lacs canadiens, des mouvements du sol ont contribué à les maintenir; mais ils ont débuté comme des lacs de barrage glaciaire, dont la forme et l'écoulement changeaient avec le recul progressif des glaciers. Les géologues américains ont proposé pour de pareils lacs le nom de *lacs proglaciaires*.

Si éphémères qu'ils soient, les lacs proglaciaires laissent comme trace dans la topographie des berges bien marquées. C'est en suivant pas à pas ces berges, qui dans les régions humides du Nord, jouent le rôle de chaussées naturelles jalonnées par les fermes, que les géologues ont pu déchiffrer l'histoire compliquée des lacs canadiens. Mais plus encore que les berges lacustres, les chenaux d'écoulement des lacs proglaciaires méritent d'attirer l'attention. Ces larges vallées, actuellement séches ou suivies par des cours d'eau insignifiants, sont un trait caractéristique des régions marginales de l'ancien inlandsis. La raideur de leurs versants, leur fond plat, parfois creusé de gigantesques marmites indiquant d'anciennes cascades comme celle du Niagara actuel, sont dus à l'écoulement temporaire d'énormes masses d'eau. Les plus larges, comme la vallée de Mohawk, ont été des voies de colonisation; la plupart sont suivies par les chemins de fer, souvent même par des canaux.

La plaine de l'Allemagne du Nord doit aussi en grande partie les caractères actuels de sa topographie à la formation de lacs proglaciaires et de chenaux d'écoulement temporaire (fig. 303). On a reconnu que chaque alignement de vallées longitudinales correspondait à un stationnement du front du glacier en voie de recul, marqué par une traînée de moraines frontales [Keilhack, 39]. Les eaux de fonte, ne pouvant trouver un écoulement vers le Nord s'accumulaient en formant des lacs, qui se déversaient vers l'Ouest en sculptant delarges sillons. Les sédiments de l'Oder ont comblé depuis peu un de ces anciens lacs de barrage. A chaque recul du glacier vers le Nord se formait un nouveau sillon marginal, tandis que le sillon précédent s'ensablait et que l'ancien cours d'eau longitudinal se disloquait. Le réseau anastomosé de vallées qui sillonne l'Allemagne du Nord et y rend si faciles les communications d'un bassin à l'autre résulte de cette évolution.

Transformations de la topographie glaciaire. — L'empreinte imprimée à la topographie par l'extension glaciaire quaternaire tend partout à être effacée par le modelé d'érosion normal qui a repris possession du sol.

Dans les régions d'ancienne glaciation locale, on assiste à un travail tendant à effacer les traits anormaux du relief; il en résulte une combinaison singulière de traits de jeunesse et de maturité inexplicables par les forces actuellement en jeu.

Les cirques tendent à reprendre l'aspect d'entonnoirs d'érosion torrentielle, les débris des parois escarpées s'accumulant sur le fond et comblant les lacs, tandis que le seuil terminal est attaqué par une ou plusieurs gorges. La transformation est parfois déjà très avancée dans les montagnes actuellement dépourvues de glaciers (Karpates). Dans les régions encore assez froides, où les anciennes moraines et les débris tombant encore des

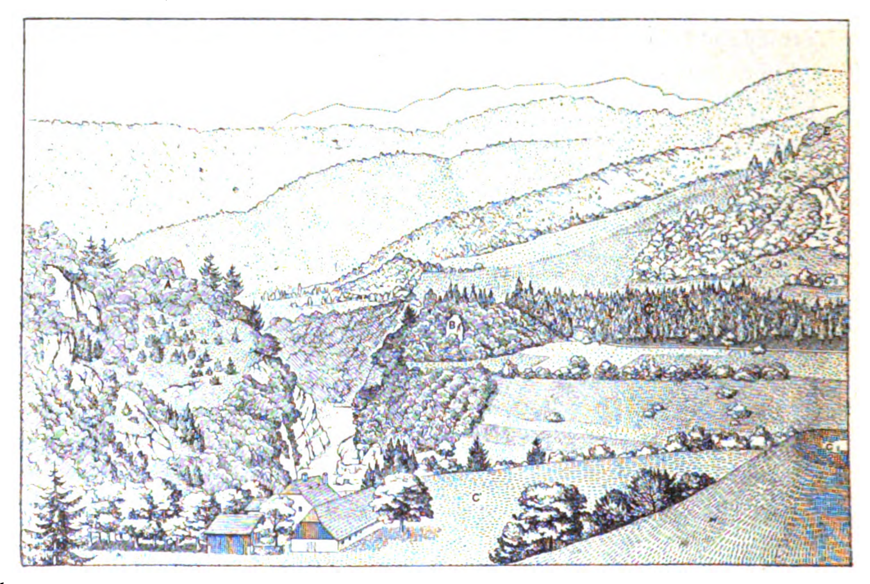


Fig. 304. — La *Gripp*, gorge de l'Enns près Gross-Reifling (Autriche), type d'épigénie glaciaire. Dessin d'après une photographie de l'Institut Géogr. de l'Université de Vienne.
A,B,D, affleurements de roche en place dessinant l'ancien lit. — C, terrasses fluvio-glaciaires.

escarpements peuvent être imprégnés d'une eau le plus souvent gelée, un mouvement d'ensemble des matériaux détritiques se produit vers l'aval, donnant des coulées de pierre semblables à des glaciers. Ce sont les *rock-glaciers* de l'Alaska et des Montagnes Rocheuses, dont il a déjà été question (pl. VI bis et p. 416). Des formes semblables existent probablement à l'état fossile dans les Karpates.

Dans les vallées alpines, les versants trop raides de l'*auge* s'écroulent en formant des talus d'éboulis; les avalanches les sillonnent, les torrents les entaillent et, dans les régions schisteuses, en ont parfois singulièrement altéré la physionomie. A côté de ces traits de jeunesse, on est frappé par l'alluvionnement des bassins où souvent la rivière divague et forme des méandres. Les *verrous* séparant les bassins et les *gradins de confluence* sont creusés de profondes *gorges de raccordement*. Dans les parties basses des grandes vallées, où le profil d'équilibre était atteint ou dépassé avant la

dernière période glaciaire, une gorge de raccordement a pu déjà être creusée avant la gorge actuelle pendant un stade interglaciaire, et comblée par la moraine ou les alluvions fluvio-glaciaires lors du retour des glaciers.

Il arrive fréquemment dans ce cas, que la gorge post-glaciaire est creusée de nouveau dans la roche en place, l'ancien chenal restant enterré et caché par les sédiments. C'est un cas de *gorge épigénique* très fréquent dans les Alpes (fig. 304). Les Abîmes du Drac dans le Dauphiné en sont peut-être l'exemple le plus grandiose; les fameuses gorges du Fier près d'Annecy sont également une gorge épigénique postglaciaire.

La transformation des régions d'ancienne glaciation régionale est plus ou moins avancée suivant qu'on envisage les centres de dispersion encore occupés par la glace à une époque très récente, ou la périphérie livrée à l'érosion subaérienne depuis plus longtemps. La fraîcheur extrême des traces d'érosion glaciaire surprend dans le Canada, l'Écosse et la Norvège. En Finlande on assiste déjà à l'organisation du drainage, encore plus avancée dans l'Allemagne du Nord. Les formes morainiques deviennent de moins en moins nettes lorsqu'on s'éloigne vers le Sud, aussi bien en Amérique qu'en Europe. Les glissements de terrain et l'érosion proprement dite, qui creuse des vallées, les rendent de plus en plus méconnaissables. Les vallées sèches indiquant d'anciens chenaux proglaciaires, les vallées épigéniques témoignant des remblaiements suivis de creusements de nouveaux lits fluviaux dans la roche en place, sont parmi les derniers traits anormaux de la topographie, que l'on rencontre, aux États-Unis par exemple, bien au delà des moraines terminales de la dernière glaciation, jusqu'aux environs de Saint-Louis [Leverett, 45].

Plus loin encore le géologue seul reconnaît l'extension ancienne des glaciers à la présence des argiles à blocs; les formes topographiques en ont perdu l'empreinte, et seule la nature des sols, influant sur la végétation, l'agriculture et la répartition des populations, intéresse la géographie.

---

1. — Agassiz (L.). Études sur les glaciers. Neufchâtel, 1840. In-8°, 347 p., atlas (Cf. Système glaciaire ou recherches sur les glaciers, leur mécanisme, etc., 1re partie. Paris, 1847. In-8°, 598 p., atlas).

2. — Tyndall (J.). Les glaciers et les transformations de l'eau. Paris, 1876. 2e édit. In-8°, 264 p.

3. — Heim (A.). Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1885. In-8°, xvi + 560 p.

4*. — Hess (H.). Die Gletscher. Braunschweig, 1904. In-8°, 426 p., 4 pl., cartes. (résume les travaux de Finsterwalder, Blumcke et de l'auteur).

5. — Crammer (H.). Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung. *Z. f. Gletscherkunde*, II, 1907-08, p. 178-212.

6. — RABOT (Ch.). Essai de chronologie des variations glaciaires. *Bul. G. histor. et descr.*, 1902, p. 285-327. — Cf. Revue de glaciologie *An. Club Alpin*, 1900 sq.
7. — KILIAN (W.) et FLUSIN (G.). Observations sur les variations des glaciers et l'enneigement dans les Alpes dauphinoises. Grenoble, 1900. In-4°, 230 p., 9 pl.
8. — FOREL (F.-A.). Les variations périodiques des glaciers. *Arch. Sc. phys. et nat.*, Genève, 1900. — Cf. FOREL et LUGEON. Les variations périodiques des glaciers des Alpes, Rap. annuels. *Jb. Schw. Alpenclub* dep. 1880.
9. — HOBBS (W.-H.). Characteristics of existing glaciers. New-York, 1911. In-8° 361 p.
10. — MARTONNE (Emm. de). Conditions de l'érosion glaciaire alpine. *CR. Congr. Nat. G. Roubaix*, 1911.
11. — RICHTER (E.). Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart, 1888. In-8°, 306 p.
12*. — MERZBACHER (G.). Aus den Hochregionen des Kaukasus. Leipzig, 1901. 2 vol. in-8°, XXII + 957 et VI + 963 p., 34 pl., 12 pan., 3 cartes. — Cf. DECHY (M. von). Kaukasus, Reisen und Forschungen im Kaukasischen Hochgebirge. Berlin, 1905-06-07. 3 vol. in-8°, 348-396-409 p., 31-25-35 pl., carte 1 : 400000.
13. — LENDENFELD (R. von). Der Tasmangletscher und seine Umrandung *P. M. Erg.* 75, 1884, 80 p., 1 pl., 2 cartes.
14*.— MEYER (H.). Der Kilimandscharo, Reisen und Studien. Berlin, 1900. In-4°, XVI + 436 p., 40 pl., 2 cartes. — Cf. ROCCATI (AL.). Osservazioni geologiche nell' Uganda e nella catena del Ruwenzori. Milan, 1909. In-8°, 229 p., 39 pl.
15. — RICHTER (E.). Die Gletscher Norwegens. *G. Z.*, II, 1896, p. 305-319.
16. — RUSSELL (I.). Glaciers of North America. Boston, 1897. In-8°, 210 p.
17. — TARR (R. S.). The Yakutat-bay region. Physiography and glacial geology. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper.* 64, Washington, 1909. (Cf. RUSSELL. Second expedition to Mount St Elias. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, XIII, 1891-92, 2d part, p. 1-91, pl. 3-21).
18*. — DRYGALSKI (E. von). Die Grönlandexpedition der Ges. für Erdkunde, 1891-93. Berlin, 1897. 2 vol., XIX + 556 et X + 571 p., 53 pl., 10 cartes. — Cf. ZIMMERMANN. *A. d. G.*, 1898, p. 441-456.
19. — *National Antarctic Expedition.* Natural history, vol. I, Geology, by H. T. FERRAR, in-4°, 140 p., 10 pl. London, 1907. — Cf. ZIMMERMANN, *A. d. G.*, 1909, p. 97-124.
20. — *Résultats du voyage du S. Y. Belgica. Rapports scientifiques.* Géologie, Les glaciers, par H. ARCTOWSKI. Anvers, 1908. In-4°, 74 p., 18 pl.
21. — PENCK (A.), BRUCKNER (E). et DU PASQUIER (L.). Le système glaciaire des Alpes. *Extr. Bul. Soc. Sc. nat. de Neufchâtel*, XXII, 1894, in-8°, 86 p.
22*. — DAVIS (W. M.) Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. *Proc. Boston Soc. of Nat. Hist.*, XXIX, 1900, p. 273-322, 3 pl. (Cf. The Sculpture of mountains by glaciers. *Scot. G. Mag.*, 1906, 14 p.).
23. — MARTONNE (EMM. de). Sur la formation des cirques. *A. d. G.*, X, 1901 (Cf. Le Levé topographique de Găuri et Gălcescu. *Bul. Soc. Ingen.*, Bucarest, 1900, 42 p., 3 pl., carte 1 : 10000).
24. — W. D. JOHNSON. Au unrecognised process in glacial erosion. *Science* N. S. IX, 1899 p. 106.
25. — BRUNHES (J.). Érosion fluviale et érosion glaciaire. *Rev. de G.* [*annuelle*] I, 1907, p. 281-308.
26. — PENCK (A.) et BRUCKNER (E.). Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1901-1909. In-8°, 1200 p. (en 3 vol.), 11 pl., 8 cartes (*résum. et compl. les travaux antérieurs* de BALTZER, BÖHM, BRÜCKNER, FABRE, FALSAN et CHANTRE, PENCK. etc.)
27*. — LUGEON (M.). Sur la fréquence dans les Alpes des gorges épigénétiques. *Bul. Laboratoire Géol. Université Lausanne*, n° 2. 1901, 34 p., 9 pl.
28. — MARTONNE (Emm. de) L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *A. d. G.* 1910, p. 289-317, et 1911, p. 1-29.

29*. — RICHTER (E.). Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. *P. M. Erg. 132*, 1900, 103 p., 6 pl.

30. — DISTEL (L.). Die Formen alpiner Hochtäler insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern. *Landesk. Forsch. d. G. Ges. München*, n° 13, in-8°, 132 p., 6 pl. München, 1912.

31. — LAUTENSACH (H.). Die Uebertiefung des Tessingebietes. *G. Abh.* (2) 1., 1912, 156 p., 2 pl.

32. — RICHTER (E.). Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. *Sitzber. Ak. Wiss*, Wien, CV, 1896, p. 147-188.

33. — HELLAND (Amund). On the ice-fjords of Nord Greenland and on the formation of lakes and cirques in Norway and Greenland. *Quarterly J. Geol. Soc.*, London, 1877, p. 142 (Cf. Ueber die Vergletscherung der Färoer. *Z. D. Geol. Ges.*, 1879, p. 716).

34. — NORDENSKJÖLD (Otto). Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. *Bul. Geol. Inst. University Upsala*, IV, 2, 1899, p. 157-225, 2 cartes.

35. — MACHACEK (Fr.). Geomorphologische Studien aus dem Norwegischen Hochgebirge. *Abh. G. Ges. Wien*, VII, 2, 1908, 61 p., 12 pl.

36. — PARTSCH (J.). Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau, 1882 (Cf. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. *Forsch. z. D. Landes und Volskunde*. VIII, 1894, p. 99-195).

37. — CVIJIC (J.). La période glaciaire dans la péninsule des Balkans. *A. d. G.*, IX, 1900, p. 359-372 (Cf. Das Rilagebirge und seine ehemalige Vergletscherung. *Z. Ges. f. Erdk.*, Berlin, XXXIII, 1898, p. 201-253).

38*. — WAHNSCHAFFE (F.). Die Ursachen der Oberflächengestaltung des N. Deutschen Flachlandes. *Forsch. z. D. Landes und Volkskunde*, VI, 1891, p. 1-166, 4 pl. (Cf. Führer durch Theile des N. D. Flachlandes, *VIIten. Internat. G. Congress*. Berlin, 1899, 88 p., 4 pl.).

39. — KEILHACK (K.). Die Stillstandlagen des letzten Innlandeises und die geographische Entwickelung des Pommerchen Küstengebietes. *Jb. K. Preuss. Geol. Landanstalt,* 1899, p. 90-152, pl. 7-20.

40. — DE GEER (G.). Om Skandinaviens geografiska utveckling after eristiden. *Sveriges Geol. Undersökning*, série C, n° 161, Stockholm, 1896, 160 p., atlas (résumé GEINITZ, *Neues Jb f. Mineral*, 1899, p. 48-155).

41. — RAMSAY (W.). Ueber die geologische Entwickelung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia*, XVI, 1898, 151 p., 5 pl., 1 carte.

42. — GEIKIE (J.). The great ice age. 3e édit., London, 1894. In-8°, 850 p., 18 cartes (*spéc. pour Angleterre, Écosse et Irlande*).

43. — CHAMBERLIN (C.). Chapitre sur l'Amérique du Nord dans GEIKIE [44], p. 724-775. — Cf. CHAMBERLIN and SALISBURY. Geology. London, 1908. T. III, 624 p., ch. XIX. The pleistocene or glacial period, p. 327-516, résumé des derniers travaux.

44*. — STONE (G. H.). The glacial gravels of Maine and their associated deposits. *U. S. Geol. Surv. Monographs*, n° 34, 1899, in-4°, XIII + 499, p. 52 pl.

45*. — LEVERETT (Fr.). The Illinois glacial lobe. *U. S. Geol. Surv. Monographs*, n° 38, 1899, XXI + 817 p., 24 pl.

46*. — LEVERETT (Fr.). Glacial formations and drainage features of the Erie and Ohio Basins. *Ibidem*, n° 41, 1902, 802 p., 26 pl.

47. — GILBERT (G. K.). Recent earth movements in the Great Lakes region. *U. S. Geol. Surv. An. Rep.*, XXIII, 2, 1898, p. 595-647, pl. 105 (Cf. Niagara falls and their history. *Nat. G. Monographs*. I, 7, 1895, p. 203-236).

48. — UPHAM (W.). The glacial lake Agassiz. *U. S. Geol. Surv. Monographs*, n° 25, 1895, in-4°. 658 p., 38 pl.

49. — SPENCER (J. W.). The falls of Niagara, their evolution and varying relations to the Great Lakes, Ottawa, 1907. In-8°, 490 p., 42 pl.

CARTES A CONSULTER

Glaciers actuels.— IMFELD. *La chaîne du Mont Blanc, carte au 1 : 50 000*, dressée par X. Imfeld, d'après les relevés de L. Kurtz, 2e édit., 1900.

Suisse, 50 000 : 396 Grindelwald, 396 Guttannen, 489 Jungfrau, 490 Obergesteln, 593 Aletschgletscher, 488 Blümlisalp, 395 Lauterbrunnen, 273 Jenins, 404 Tödi, 412 Greina.

Norvège, 100 000. 30 D Galdhöpiggen, 30 B Bygdin.

Spitzberg (cote Nord-Ouest), carte dressée sous la direction de S. A. S. le Prince de Monaco, par la mission Isachen. 1 : 100.000, 2 f. (annexe à l'ouvrage : Exploration du NW. du Spitsberg, Monaco, 1912).

Cirques. — *France, 80 000 :* 189 Briançon SE. et NE., 200 Gap. SE,, 212 Digne NE., 179 Saint-Jean-de-Maurienne NW., 160 *bis* Annecy SE., 251 Luz SE.

Suisse, 50 000 : 523 Castasegna, 420 Arriz, 424 Zernez, 399 Muottatal, 402 Valtlis, 495 Basodino, 496 Brig, 534 Saas.

Écosse, 1 inch : 4, 8, 21, 38, 46, 47, 63, 65.

États-Unis, 125 000 : Montana : Kintla lakes, Chief mountain.

Topographie de field. — *Norvège, 100 000 :* 57 A Fröningsfjeld, 42 D Kuikve, 25 B Lillehammer, 53 B Overhalden.

Suisse, 50 000 : 522 Poschiavo.

États-Unis, 62 500 : New-York : Poseka lake, Tupper lake, Raquette lake, Paradox lake, St Regis, Long lake; New Hampshire : Modadnock.

Vallées glaciaires. — *France. 80 000 :* 189 Briançon NW.

Suisse, 50 000 : 395 Lauterbrunnen, 398 Andermatt, 488 Blümlisalp, 490 Obergesteln, 503 Faido, 530 Grand Combin, 533 Mischabel; f. spéc. Ober-Engadin.

États-Unis, 125 000 : Montana : Kintla lakes, Chief mountain.

Écosse, 1 inch : 55, 63, 65.

Lacs glaciaires. — *Suisse, 100 000 :* XXIV.

États-Unis, 62 500 : New-York : Ticonderoga, Wayland, Carandaigua, Naples, Honeoye, Hammondsport; — Pennsylvania : Yan, Richfield, Phleps.

Moraines frontales. — *France, 80 000 :* 178 Grenoble NW., 177 St-Etienne NE.

Allemagne, 100 000 : 245 Freienwalde, 216 Templin 185 Woldegk.

Bavière, 50 000 : 85 Traunstein W. et E.

Bavière, 25 000 : 769 Traunstein, 732 Thaining, 709 Pürgen.

États-Unis, 62 500 : Wisconsin : Eagle, Oconomowoc.

Italie, 100 000 : 43 Biella, 42 Ivrea, 31 Varèse, 32 Como, 48 Peschiera.

Moraine de fond. — *États-Unis, 62 500 :* Minnesota : Minneapolis, St-Paul; — Ohio : Kent; — Wisconsin : lac Geneva, Silver Lake, Hartford.

Allemagne, 100 000 : 150 Goldberg, 151 Machin, 152 Neubrandenburg, 184 Neustrelitz, 183 Malchow.

Drumlins. — *Suisse, 25 000 :* 157 Bremgarten, 59 Bunnang, 60 Hugelshofen.

Allemagne, 100 000 : 218 Gartz, 219 Pyritz, 188 Stargard.

Bavière, 25 000 : 732 Thaining.

États-Unis, 62 500 : Wisconsin : Sun Prairie, Waterloo, Koshonong, Watertowd, White water; — New-York : High market.

Terrasses fluvio-glaciaires. — *France, 80 000 :* 160 *bis* Annecy NW.

Suisse, 25 000 : 17 Rheinfelden, 18 Mölhin, 28 Kaiseraugst, 29 Maisprach.

Fiords. — *Norvège, 100 000 :* 49 B Skjörn, 50 C Stenklaer, 46 D Trondhjem, 47 C Stjördalen, 25 B Gjövik, 14 D Kristiania, 29 B Sogndal, 53 A Namsos, 49 A Oerlandet.

Écosse, 1 inch : 38, 47, 99.

CHAPITRE X

ACTIONS ÉOLIENNES ET RELIEFS DÉSERTIQUES

Nature des actions éoliennes, transport et érosion. — Comme les autres agents externes du modelé continental, le vent joue un double rôle : érosion proprement dite et transport des matériaux. On n'a pendant longtemps fait état que des actions de transport, dont l'observation est aisée. Il suffit en effet d'avoir passé quelques mois d'été au bord de la mer pour connaître les poussières fines qui pénètrent partout et pour avoir vu les grands vents faire « fumer » les crêtes des dunes. Le déplacement des dunes est un des exemples les plus topiques des changements rapides que peut éprouver la surface terrestre. Avant les travaux de fixation, les dunes de Gascogne avançaient, selon Brémontier, de 20 à 25 mètres par an.

La grosseur des grains transportés dépend de la vitesse du vent. D'après les expériences de Sokolov [1], sur un sol plat, des grains de 0 mm. 25 sont mis en mouvement par un vent parcourant 1 m. 50 à la seconde; sur un sol en pente de 5 à 10°, il faut un vent de 8 m. pour mettre en mouvement des grains de 0 mm. 5 à 1 mm. Un simple déplacement des grains de sable à la surface du sol suffit pour changer la forme des dunes.

L'érosion éolienne est d'une observation plus difficile. Dans le Sud Algérien, à la frontière du Sahara, on a cependant remarqué depuis longtemps l'aspect étrange des blocs calcaires ou gréseux dont la surface, guillochée comme une véritable dentelle, paraît avoir été attaquée par un acide. Sur les roches à grains grossiers, sont creusés des alvéoles pressés. Cet aspect, se retrouvant même hors des déserts sur les escarpements rocheux et les ruines balayées par des vents violents, ne peut être évidemment dû qu'aux actions éoliennes.

Les récits des explorateurs sahariens ne laissent pas de doute sur la réelle puissance d'attaque du vent chargé de cailloutis et de sable

fin. D'après Foureau [11], la marche à pied est souvent rendue presque impossible par les tourbillons qui criblent le visage comme des pointes d'aiguilles et fouettent les jambes rudement.

Conditions et localisation des actions éoliennes. — Le domaine des actions éoliennes est déterminé par le climat et la nature du sol. Deux conditions sont en effet nécessaires pour que le vent puisse agir sur le modelé : pas d'eaux courantes à la surface du sol, pas de tapis végétal continu. Ces conditions sont réalisées localement sur les terrains très poreux, qui laissent s'infiltrer rapidement l'eau des pluies et dont la surface est constamment modifiée par des apports de nouveaux matériaux, de façon à empêcher l'établissement de la végétation. Tels sont les bords de la mer et des grands fleuves, où s'accumulent des bancs de sable sans cesse remaniés et mis à sec par les marées ou les maigres.

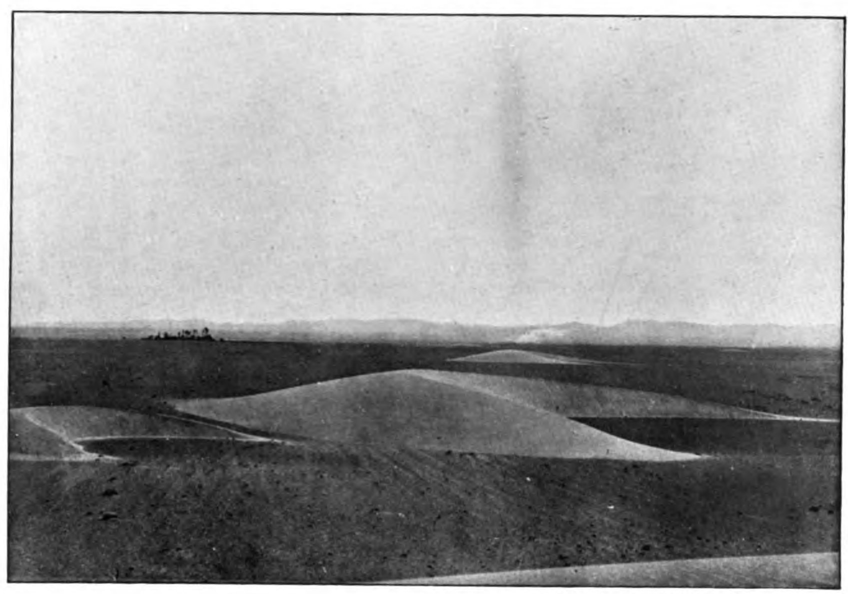
D'une manière plus générale, les conditions favorables à l'érosion éolienne se trouvent réalisées partout, quelle que soit la nature du sol, dans les régions de climat très sec, où l'absence presque complète et l'irrégularité des précipitations empêchent à la fois l'existence des fleuves permanents et le développement d'un tapis végétal continu. Tels sont les déserts des pays tropicaux et tempérés.

Dans le premier cas, la seule forme des actions éoliennes géographiquement sensible est le transport des matériaux fins, fournis par d'autres agents d'érosion (la mer ou les rivières). Il en résulte des dunes, dont l'extension est toujours limitée.

Dans le second cas, l'action éolienne se fait sentir sous toutes ses formes et sur des étendues considérables. Il y a à la fois *corrasion* ou *déflation* et transport des matériaux préparés par le vent lui-même. Les dunes des déserts sont bâties avec les sables, derniers résultats du remaniement par les vents des débris rocheux.

Toutefois il ne faudrait pas croire que l'érosion éolienne puisse expliquer seule le relief désertique. L'érosion pluviale a sa part dans le creusement des vallées et le charriage des éboulis vers les dépressions. Le modelé tout particulier des déserts est en réalité le résultat d'une collaboration intime des actions éoliennes, du ruissellement et de l'érosion fluviale proprement dite. A ce titre, il mérite une étude à part.

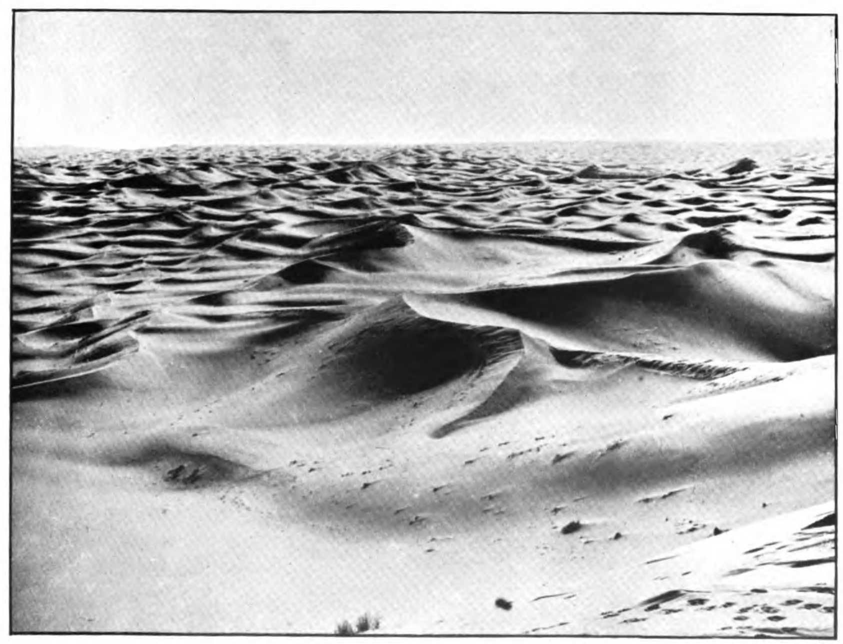
Dunes maritimes et fluviatiles. — Occupons-nous d'abord du cas le plus simple, où l'action éolienne se manifeste par le transport et l'accumulation en dunes des sables apportés par la mer ou les fleuves.



Cliché communiqué par A. Dereims.

A. — BARKHANES DE LA JOYA, PRÈS AREQUIPA (BOLIVIE).

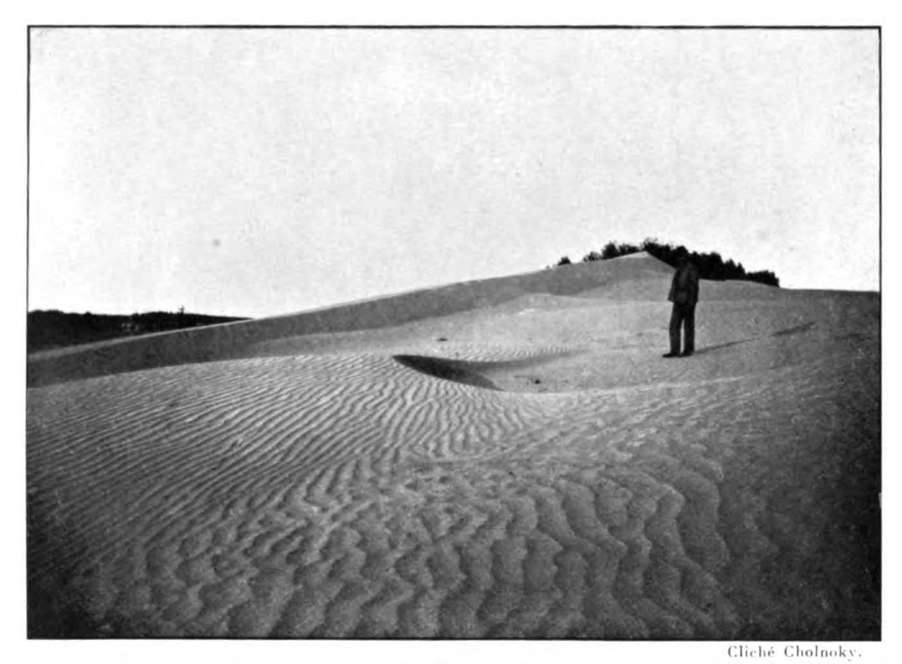
Dunes élémentaires de développement inégal.
L'accroissement des pointes est visible ; c'est dans le barkhane le plus haut qu'elles sont le plus allongées.



Cliché Garaud.

B. — LE GRAND ERG OCCIDENTAL AU SUD DE TAGHIT (SAHARA ALGÉRIEN).

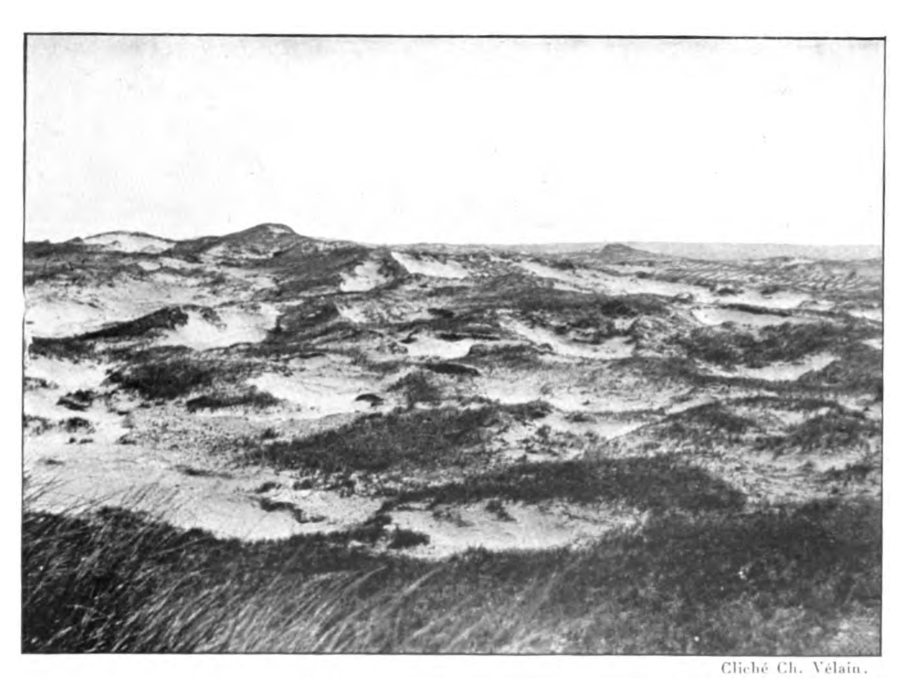
La mer de sable laisse reconnaître un alignement de crêtes recourbées en rapport avec les vents dominants.
Au premier plan, indices de remaniements dus à une saute de vent temporaire.



Cliché Cholnoky.

A. — BARKHAN DU DELIBLAT (HONGRIE).

Le mouvement du sable est rendu sensible par les rides de la surface de la dune.



Cliché Ch. Vélain.

B. — SABLES MORTS, PRÈS DE VIMEREUX (BOULONNAIS).

Dunes fixées par les *oyats*.

La topographie confuse des dunes maritimes et fluviatiles résulte de l'association de formes élémentaires, dont la connaissance dérive surtout de l'étude des régions désertiques. Il est facile cependant de reconnaître une loi constante dans leur relief : on constate partout l'existence d'ondulations parallèles séparées par des dépressions. Ces ondulations ont un profil dissymétrique, la pente douce étant tournée du côté d'où souffle le vent dominant. Par des jours de forte brise, on voit, dans les dunes non fixées, le sable remonter cette pente en formant des ondulations parallèles, comme de petites vagues (pl. XXXI) et se disperser en poussière du côté de la pente raide; on dit que la dune *fume*. Les crêtes et les dépressions se déplacent ainsi lentement dans le sens des vents dominants. Il en résulte qu'elles doivent être disposées perpendiculairement à cette direction. Mais il faut tenir compte du point de départ du mouvement. Nécessairement, les ondulations sont toujours, au moins au début, parallèles à la ligne du rivage, qui est la source productrice des sables. C'est ce qu'on remarque nettement dans les dunes de Gascogne et du bas Danube. Dans les deltas, les lignes de dunes marquent la disposition de l'ancien littoral; il en est de même partout où l'on observe un accroissement rapide du continent.

Les dimensions des dunes maritimes sont très variables. Leur formation est liée à la présence d'une côte basse, ayant des marées assez sensibles pour découvrir et livrer à l'action du vent des plages sableuses. Aussi les côtes des mers intérieures ont-elles rarement de grandes dunes. Celles de la côte du Languedoc atteignent à peine 7 m. de haut, celles de la Baltique ne dépassent pas 30 m.; tandis que sur le littoral de l'océan Atlantique, on connaît des massifs de dunes s'élevant jusqu'à 60 et 80 m. La pente des versants est généralement plus forte dans les grandes dunes, mais ne dépasse jamais 10° du côté du vent et 30° du côté opposé.

Déplacements et consolidation des dunes. — Le mécanisme du déplacement des dunes a été étudié avec un soin qu'expliquent ses dangers. Il a toujours lieu dans le sens des vents dominants, du côté de la pente raide. Sa rapidité est d'autant plus grande que les dimensions des dunes sont plus faibles; par des temps de forte brise, on a observé une avancée de un mètre par jour pour des dunes de moins de 5 m. de haut [Baschin, 2]. Il s'agit non pas d'un déplacement d'ensemble de la dune, mais d'un remaniement graduel de son profil. La couche superficielle de sable exposée au vent est poussée grain à grain jusqu'au haut de la pente où le sable s'éboule ou se disperse en poussière, suivant la force du vent.

On voit par suite qu'il suffit, pour arrêter l'avancée de la dune, de fixer la pente douce, en y établissant artificiellement un tapis végétal; le problème

a été résolu pour les Landes de Gascogne, grâce à Brémontier, et les procédés en sont entrés dans la pratique courante. Les semis de plantes herbacées à racines traçantes (*Oyat* dans le Nord, *Goubet* en Gascogne) préparent la voie aux plantations de conifères : pins maritimes dans le Sud, pins sylvestres dans le Nord. L'afflux des nouveaux sables, capable d'empêcher la croissance des jeunes pousses, est arrêté par une digue littorale artificielle, qu'on crée au bord de la mer en retenant le sable par des palissades et qu'on plante d'oyats.

Les dunes fixées sont une forme morte en quelque sorte. Le peuple l'exprime en distinguant les *sables blancs*, encore en mouvement, des *sables morts* (Boulonnais), ou encore les sables blancs et les sables gris (Baltique).

La possibilité de la consolidation prouve que les dunes ne sont pas une nécessité climatique, les précipitations suffisent à donner une nappe d'eau souterraine assez voisine de la surface pour permettre à la végétation de s'établir. La plupart des dunes mouvantes ont été autrefois fixées. Un déboisement imprudent leur avait rendu une nouvelle vie. Tel est certainement le cas des dunes de Gascogne, dont la marche avait commencé au XVIe siècle. Les dunes de la Baltique montrent quatre étages de forêts enfouis par quatre invasions du sable depuis l'époque préhistorique [JENTZSCH, 5]. Dans les déserts les conditions sont différentes. Jamais les grandes dunes du Sahara n'ont été consolidées et leur fixation serait impossible.

Nature du relief désertique. — Les déserts couvrent à la surface du globe une étendue considérable.

Malgré le peu d'intérêt qu'ils offrent pour les entreprises humaines, ils ont été étudiés par des savants courageux, à qui nous devons d'en connaître assez bien maintenant les caractères généraux. POMEL, ROLLAND et FOUREAU dans le Sahara, SVEN HEDIN dans les déserts de l'Asie centrale, les géologues américains dans l'Ouest des États-Unis nous ont révélé un grand nombre de faits qui ont singulièrement modifié les idées qu'on se faisait jadis sur ces régions déshéritées du globe.

Nous savons maintenant qu'un désert n'est pas uniquement formé de dunes. Dans le Sahara, les sables ne couvrent guère plus d'un tiers de la surface. Nous savons aussi qu'un désert n'est pas nécessairement dépourvu de tout relief. Le Sahara est accidenté de chaînes et de plateaux atteignant 2 000 m. (Tibesti). Les déserts de l'Amérique et de l'Asie centrale sont, non seulement encadrés, mais traversés par de hautes chaînes. Ces seules constatations ont suffi pour montrer l'inanité de la conception ancienne des déserts envisagés comme d'anciens lits de mer desséchés (Mer Saharienne).

En réalité, on retrouve dans tous les déserts deux aspects bien différents : le désert de pierre, où le relief peut être plus ou moins accentué, et révèle toujours l'action de l'érosion éolienne associée à l'érosion subaérienne (*Hamadas* du Sahara, montagnes de l'Etbaï,

du Sinaï, etc.); — le désert de sable où la forme dominante est la dune, produit de la seule action du vent. Le désert de pierres est le lieu d'une érosion intense, aussi variée par ses effets que par son origine; — le désert de sable est un lieu d'accumulation monotone.

Le désert de pierres. Décomposition des roches, croûte désertique. — Le désert de pierres est la partie la plus désolée de la zone aride. Dans les dunes du Sahara, on trouve encore quelques traces de végétation (*Talha*, *Retem*, *Drin*, etc.; cf. planche XXXIX). Les plateaux des *Hamadas* n'offrent pendant des journées de marche qu'un sol caillouteux absolument nu. Le roc, livré sans protection à l'insolation la plus violente, soumis à des variations thermiques quotidiennes dépassant 70°, est attaqué avec une activité extraordinaire par la décomposition mécanique. Il n'est pas rare d'entendre aux heures chaudes un bruit semblable à un coup de pistolet, signalant l'éclatement d'une roche surchauffée. La désagrégation est particulièrement rapide dans les roches hétérogènes : grès, poudingues, granites, surtout quand leurs éléments sont de couleurs variées. Les grains isolés par la décomposition sont balayés par le vent; il en résulte la formation d'alvéoles qui s'agrandissent sans cesse et rongent la surface en lui donnant un aspect très particulier (pl. XXXII, B). Sur les sols naturellement détritiques ou recouverts de débris dus à la désagrégation mécanique, le vent s'empare des éléments les plus fins, isolant les cailloux les plus gros qui forment des amas anguleux. Ce processus, appelé *déflation*, n'est pas spécial aux déserts; on en trouve des exemples dans les régions balayées par des vents violents (ruines d'Heidelberg, ruines de Crussol et des Baux); mais son universalité et son activité sont les conditions essentielles du modelé désertique.

Les produits de la désagrégation mécanique non emportés par le vent s'accumulent sur le sol. Au pied des escarpements, ils forment des talus d'éboulis grossiers en pente beaucoup plus forte que dans les régions humides; en terrain plat, par exemple sur les *Hamadas* ou les plaines d'alluvions, ils forment une sorte de pavage grossier et anguleux (pl. XXXIII, A).

L'accumulation de ces débris est une des formes de protection du sol contre la morsure incessante de la décomposition mécanique. La décomposition chimique, qui s'opère d'une manière absolument spéciale aux contrées sèches, en est une autre forme. Les rocs nus sont souvent recouverts d'une croûte luisante, de couleur généralement brunâtre ou rouge, parfois grise. Cette *croûte désertique* est due, selon J. Walther [6], à l'action combinée d'une oxydation superficielle et

d'une accumulation dans la couche oxydée des sels dissous par l'eau qui vient s'évaporer à la surface sous l'influence de l'insolation. Elle joue le rôle d'une véritable écorce protectrice, revêtant même les cailloux des Hamadas.

Érosion éolienne proprement dite. — L'œuvre de l'érosion éolienne est partout évidente dans les déserts. Elle se présente sous deux faces assez bien caractérisées par les termes de *déflation* et *corrasion* proposés par Richthofen.

La déflation n'est guère séparable de la désagrégation mécanique, avec laquelle elle collabore, en nettoyant constamment la surface décomposée. C'est à elle que sont attribuables les formes de rochers creusés d'alvéoles.

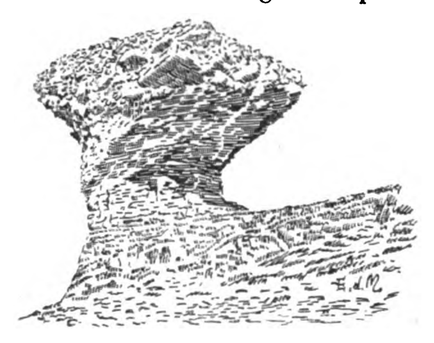


Fig. 305. — Rocher en forme de champignon près de Kargeh (Haute-Égypte); type de *gara*. — Dessin d'après une photographie de J. Walther.

La corrasion est une attaque directe de la roche vive par le vent armé de matériaux fins et durs. Le tourbillon de grains de quartz est particulièrement dense à la surface du sol. Le piéton en fait l'expérience aux dépens de ses jambes, de ses mains et de son visage, sur les hamadas sahariennes. A chameau, on est déjà plus à l'abri [Foureau, 11]. Le caractère rasant de ce tourbillon explique certaines formes particulières du relief désertique. Les escarpements sont attaqués surtout à la base; de là leur allure verticale ou même surplombante. Les témoins isolés sont rongés et prennent la forme de bastions appelés *gour* (singulier : *gara*). Quand une couche plus dure couronne l'escarpement, les gour présentent fréquemment l'aspect de champignons (fig. 305).

Cette attaque par la base ressemble un peu à celle de la mer au pied des falaises; elle peut avoir les mêmes effets et percer de part en part un promontoire rocheux. Telle paraît être l'origine des nombreuses roches percées et des arches naturelles souvent signalées dans les pays désertiques (fig. 306).

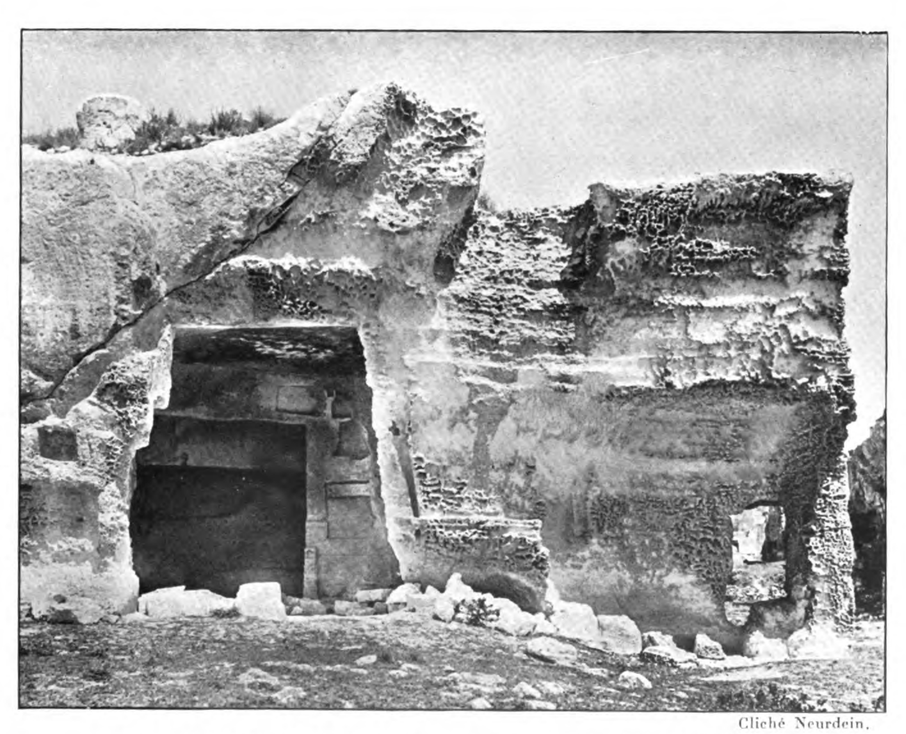
Les alvéoles dus à la déflation peuvent être, lorsqu'ils sont assez grands, attaqués par la corrasion. Le vent y projette un tourbillon circulaire de grains fins et y sculpte des marmites semblables aux marmites torrentielles [Brunhes, 8].



Cliché Gilbert, U.S. Geological Survey.

A. — ARGILES ATTAQUÉES PAR L'ÉROSION ÉOLIENNE, PRÈS BIGGS (ORÉGON).

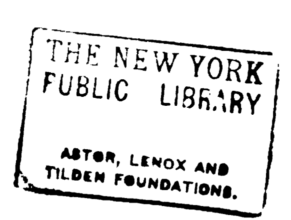
Début de la formation des *yardangs*.



Cliché Neurdein.

B. — ÉROSIONS ÉOLIENNES DANS LES RUINES DES BEAUX (PROVENCE).

Les alvéoles creusés par le mistral ont même apparence que ceux des parois rocheuses dans les déserts.



L'évidence de ces actions ne doit pas faire oublier leur caractère local. Elles impriment un cachet particulier au modelé désertique; elles ne sauraient seules en expliquer les grandes lignes. En particulier, il semble exagéré d'attribuer le creusement des vallées de *chebka* et la formation des *vallées aveugles* à l'érosion éolienne [WALTHER, 6]. Celle-ci s'exerce beaucoup plus sur le rebord des plateaux, et particulièrement sur les témoins détachés des falaises qu'elle transforme en gour, qu'à l'intérieur des vallées, où elle est arrêtée par le manteau d'éboulis ensevelissant le pied des escarpements. Le modelé désertique est incompréhensible si l'on ne tient compte à la fois de l'éro-

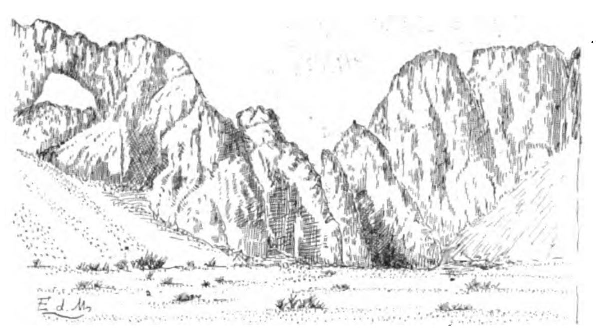


Fig. 306. — Arche naturelle. Chaîne d'Obazzer (Sahara).
Dessin d'après une photographie de Foureau.

sion subaérienne actuelle, et même de l'érosion qui a pu s'effectuer dans des périodes récentes plus humides.

Érosion subaérienne. — La rareté des précipitations n'est point, comme on serait tenté de le croire, un obstacle à l'extension de l'érosion subaérienne. L'exemple des *mauvaises terres* ou *bad lands* (pl. XII, B) prouve qu'un climat sec favorise l'érosion en lui livrant le sol nu sans couverture végétale. Nous savons d'autre part que, même dans les régions humides, c'est là où l'écoulement est le moins régulier que l'érosion est la plus forte (bassins torrentiels). L'observation prouve que, même dans les déserts, il y a des sortes de crises d'érosion violente, d'autant plus puissantes qu'elles sont plus rares. Les transformations qu'elles font subir à la topographie ressemblent, il est vrai, beaucoup plus à celles que déterminent ailleurs le ruissellement proprement dit ou les débâcles des torrents.

Tous les explorateurs sahariens ont été témoins de ces crues foudroyantes qui se précipitent à la suite des pluies d'orage dans les ouadi desséchés, emportant parfois les campements et les troupeaux

avant qu'on ait le temps de se garer. En Algérie, on garde encore le souvenir du désastre de l'oued Ourirlou au S. de Ghardaïa, où un bataillon de chasseurs d'Afrique surpris par une débâcle laissa 28 hommes.

L'action de ces crues s'étend rarement sur plus d'une dizaine de kilomètres. La masse d'eau se charge en effet de plus en plus des matériaux solides accumulés par la décomposition sur le sol, formant une sorte de pâte, qui finit par ne plus pouvoir avancer. Ainsi naissent ces singuliers bourrelets, comparés parfois à des moraines, qui barrent presque toutes les vallées désertiques, et contribuent à empêcher le creusement régulier du lit, en rejetant les crues suivantes dans une autre direction.

En terrain accidenté, il en résulte une indépendance relative des vallées. On ne retrouve pas, comme dans une région d'érosion continue, une vallée maîtresse et des vallées subordonnées. Ainsi se forme aux dépens des plateaux un dédale de couloirs désigné dans le Sahara sous le nom de *chebka*.

En plaine, sur la bordure des massifs montagneux, les divagations des lits torren-

Fig. 307. — Deux panoramas des *Bolson* du Nouveau Mexique. Dessins d'après nature (angle de chacune des vues 145° de l'E. au SW).

En haut, le Jornado del Muerto. — En bas, vallée et terrasses du Rio Grande près Rincon.

Remarquer la netteté des formes tectoniques dans la Sierra Andreas, la hardiesse des reliefs volcaniques (Organ Mountains), le glacis continu d'alluvions autour de la S. Andreas. Presque tous les sommets surgissent brusquement comme des îles escarpées de la mer.

tiels dépassent en amplitude celles de nos torrents les plus capricieux. Il n'y a pas de cônes de déjection individualisés, mais il se forme comme un glacis de matériaux meubles en pente souvent assez forte, qui s'étale très loin, parcouru de sillons d'érosion multiples. Les bassins intérieurs privés d'écoulement vers la mer sont ainsi comblés par des plaines de cailloutis appelées *bolson* dans le Mexique. Les montagnes apparaissent comme ensevelies, s'élevant

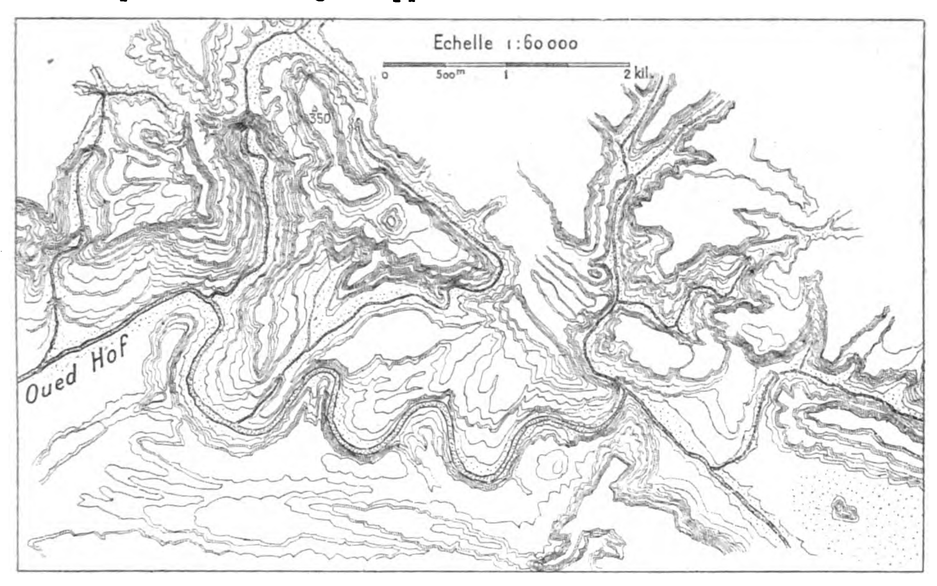


Fig. 308. — Topographie des *Hamadas* égyptiennes à l'E. du Nil. Vallée de l'Oued Hof. D'après le levé de SCHWEINFURTH.

Les courbes sont purement figuratives, elles n'indiquent que la valeur relative des pentes. Le pointillé indique les grèves de sables ou cailloutis.

par des pentes brusques et très raides au-dessus de cette sorte de socle uniforme. Il y a là une forme d'ennoyage, sans rapport direct avec le niveau de base, que l'on pourrait appeler l'*ennoyage désertique* (fig. 307).

Toutes ces constatations n'expliquent point encore entièrement le relief désertique. La dissection des reliefs montagneux ne peut être considérée, dans le Sahara tout au moins, comme l'œuvre du régime actuel. La résolution du bord des plateaux en buttes-témoins, transformées en gour par l'érosion éolienne, est due probablement à un cycle d'érosion fluviale normal. Nous en avons la preuve dans le remarquable levé de topographie de *Hamada* dû à Schweinfurth (fig. 308).

Il est curieux que J. Walther se soit justement appuyé sur l'étude de cette région pour étayer ses conclusions exagérées sur le rôle de l'érosion éolienne. Aucun doute n'est possible sur l'importance de l'œuvre accomplie ici par l'érosion fluviatile régulière, en présence des méandres de l'Oued Hof. On y reconnaît jusqu'à la migration des boucles vers l'aval et à la dissymétrie des lobes de rive convexe (cf. chap. III, p. 439, et pl. VII, A). Il y a bien là une grande vallée maîtresse et des vallées affluentes. Les *gour* ont nettement le caractère de buttes-témoins.

Quant aux gradins caractéristiques des vallées secondaires, formant comme une série de vallées aveugles superposées, ils sont dus évidemment à la présence de couches calcaires dures, comme Bornhardt l'a bien montré [20]. Leur persistance indique seulement que l'érosion subaérienne a été arrêtée dans son travail, commencé probablement à l'époque quaternaire, par le desséchement du climat.

Influences lithologiques et tectoniques. — Il faut enfin mettre en lumière l'importance des influences lithologiques et tectoniques. Loin de les faire disparaître en donnant au modelé un caractère uniforme,

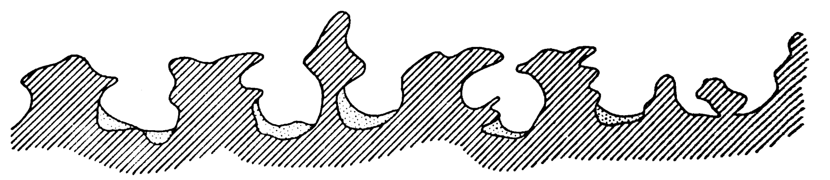


Fig. 309. — Profil de *Yardangs*, d'après Sven Hedin. Crêtes sculptées par l'érosion éolienne dans le sol argileux, et séparées par des sillons pleins de sable.

il semble au contraire que le climat désertique ait comme principal résultat de les accuser.

Nulle part les différences ne sont plus frappantes entre les terrains argileux et calcaires, gréseux, granitiques, ou schisteux. La grosseur du grain de la roche a une importance très grande pour différencier les formes de détail (parois à alvéoles, cailloux à facettes, ou à rainures ramifiées). Les marmites éoliennes sont particulièrement fréquentes dans les granites. La raideur des pentes des massifs volcaniques anciens est partout surprenante (v. fig. 307); des formes analogues à une coupole de minaret, à un pain de sucre, sont fréquentes; elles tranchent d'autant plus avec la quasi-horizontalité des plaines.

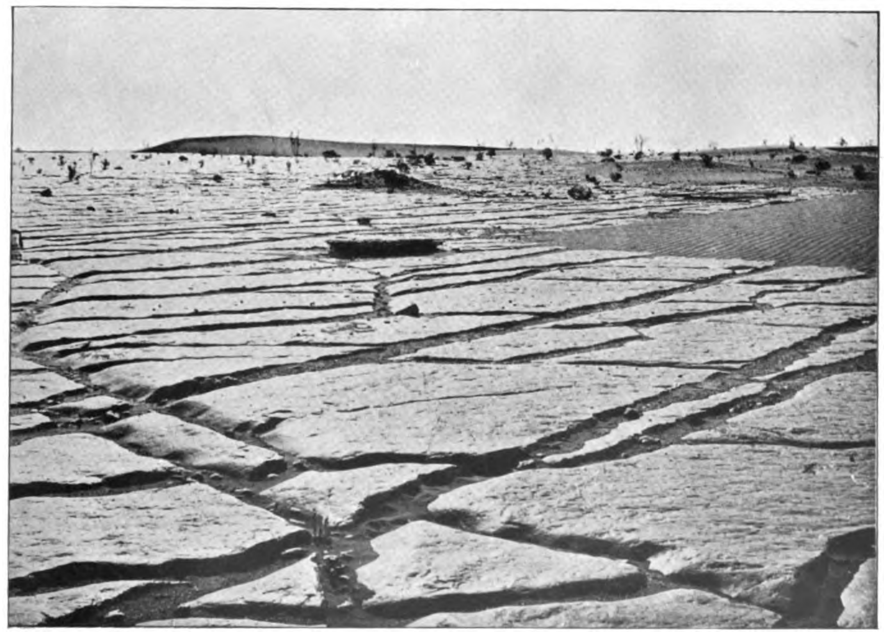
Dans les régions argileuses, la corrasion détermine des sillons parallèles séparés par des crêtes étroites rappelant grossièrement les formes de *lapiés* (fig. 309) et appelées *yardangs* dans l'Asie centrale [Sven Hedin, 13]. On a pu observer parfois sur des couches argilo-schisteuses au bord de déserts un commencement de formation de yardangs (pl. XXXII, A).



Cliché Geiser (Alger).

A. — HAMADA DU TADEMAÏT, ENTRE AÏN SOUF ET AFLISSÉS (SAHARA OCCIDENTAL).

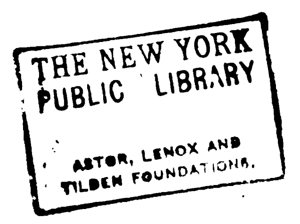
Type de Hamada semée de cailloux polis.
Traces du *medjbed* (piste de caravanes) conduisant à In Salah (Tidikelt), jalonné par un cadavre de chameau, dont la décomposition incomplète est un indice de l'extrême sécheresse du climat.



Cliché Geiser (Alger).

B. — DALLES DE GRÈS ATTAQUÉES PAR L'ÉROSION ÉOLIENNE, PRÈS L'OUED SAOURA (SAHARA ALGÉRIEN).

Remarquer le petit *gara*, formé par un témoin d'une couche supérieure rongé à la base.
Le sable venant de droite s'avance dans les diaclases élargies en canaux.


THE NEW YORK
PUBLIC LIBRARY
ASTOR, LENOX AND
TILDEN FOUNDATIONS.

Les influences tectoniques ne sont pas moins importantes. L'horizontalité des couches favorise la formation de plateaux d'une régularité surprenante appelés *hamadas* dans le Sahara. Le même aspect peut se retrouver dans un ancien massif plissé réduit à l'état de pénéplaine. Une partie des hamadas du Sahara occidental seraient, d'après Gautier [22], des pénéplaines typiques. C'est là par excellence le domaine de la soif, le *tanezrouft*. Les terrasses d'alluvions anciennes sont, dans le Sahara, recouvertes d'une croûte dure, qui les rend encore plus inhospitalières que les hamadas ordinaires.

Les dislocations tabulaires récentes conservent dans le désert une fraîcheur extraordinaire. C'est ainsi que Gilbert a pu reconnaître au pied des Wasatch des escarpements de faille recoupant des cônes de déjection anciens.

L'architecture plissée s'observe avec une netteté telle qu'on comparerait volontiers les chaînes désertiques à une préparation anatomique. Cette évidence des rapports de la tectonique et du relief a valu aux déserts de l'Ouest des États-Unis d'être une école merveilleuse pour les géologues et morphologistes américains.

Le déchaussement des bancs durs redressés entre deux bancs moins résistants est un des phénomènes qui frappent le plus. L'érosion éolienne proprement dite (corrasion et déflation) peut y avoir sa part en agissant un peu à la manière de l'érosion marine qui dégage les bancs verticaux ou les filons sur une plage.

Le désert de sable. — Au désert de pierres, si varié de formes, s'oppose la monotonie apparente du désert de sable. Il porte partout un nom spécial : dans le Sahara, *Erg* (pluriel *Areg*); en Asie, *Koum* (fig. 310).

Les lois de la formation des dunes désertiques sont maintenant bien connues, grâce aux travaux et aux observations de Rolland [9], J. Walther [6] et Sven Hedin [13]. La forme élémentaire la plus commune est celle appelée *barchane* dans la région transcaspienne. On désigne ainsi des dunes en forme de croissant; la pente douce est du côté convexe où le vent pousse le sable, qui culbute du côté concave (fig. 311, cf. Planche XXX, A). Leurs faibles dimensions les rendent sensibles aux changements périodiques des vents. On observe régulièrement d'une saison à l'autre le remplacement des barchanes à concavité tournée vers le Sud, par des barchanes à concavité tournée vers le Nord. Le groupement des barchanes accolés latéralement donne des dunes allongées perpendiculairement aux vents dominants (fig. 311, B).

D'après Cholnoky [4], on désigne sous le nom de *Gharmada* dans la plaine hongroise une forme de transition très commune dans les régions de petites dunes. Ce sont des talus coniques, qui se forment

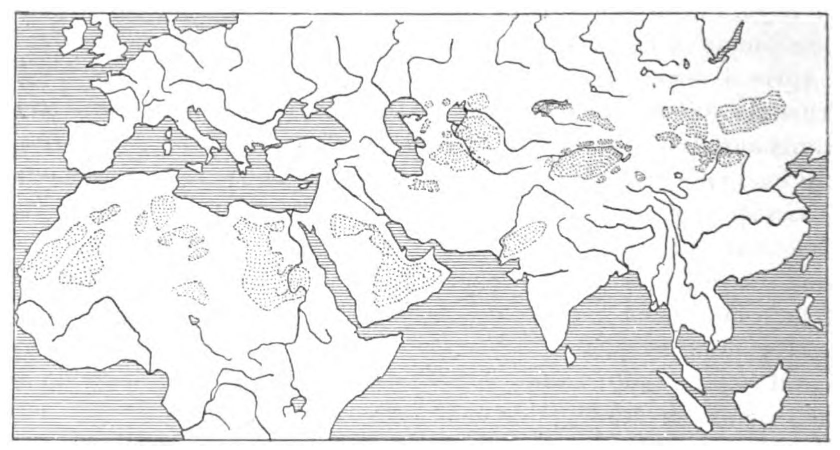
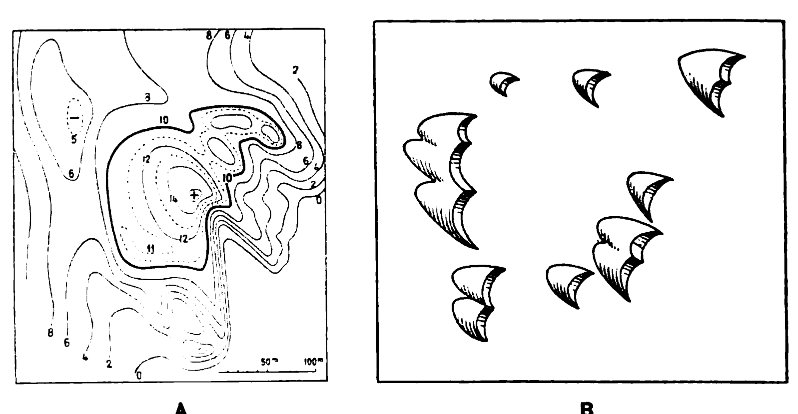


Fig. 310. — Extension des déserts de sable (*Erg*, *Koum*) dans l'ancien monde, d'après Sven Hedin.

entre des barchanes naissants (fig. 312), sur le bord d'une dénivellation. Quand la dénivellation est effacée par l'accumulation du sable, la gharmada se scinde en deux et les pointes effilées caractéristiques du



A B

Fig. 311. — A. Topographie d'un barchane, levée par E. Cholnoky. — B. Commencement de groupement de barchanes, d'après un plan approximatif levé par J. Walther.

barchane se dessinent. Les grandes régions de dunes résultent de l'association de chaînes de barchanes. La complexité des formes y est due à la mobilité plus ou moins grande des éléments de dimention diverse qui les constituent. Tandis que les vents dominants

déterminent le rythme général des ondulations, les sautes de vent temporaires peuvent amener la formation d'ondulations secondaires, qui se transforment rapidement (planche XXX, B). C'est ainsi que les crêtes des grandes dunes sahariennes sont constamment remaniées et qu'on peut noter parfois dans le même massif de dunes des barchanes témoignant d'adaptations à des vents de direction différente. D'une manière générale, les formes les plus nettes sont celles des dunes isolées, des barchanes se déplaçant par groupes de deux ou trois à la surface d'une plaine (pl. XXX, A). Plus l'apport de sable augmente, plus la complexité des associations augmente, avec leurs dimensions.

Les formes des régions de dunes ne sont pas toutes exclusivement en rapport avec l'accumulation éolienne ; quelques-unes paraissent dues à l'érosion. En outre certains détails sont déterminés par les conditions du sous-sol.

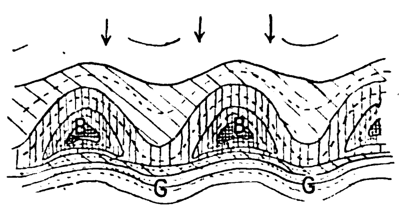


Fig. 312. — Chaîne de dunes formée par l'associations de barchanes (B) et de gharmada (G). Topographie schématique exprimée par courbes de niveau et teintes hypsométriques, d'après E. Cholnoky.

Lorsque les amas de sable sont attaqués, au lieu d'être accrus par l'apport de nouveaux matériaux, on voit se creuser des sillons allongés dans le sens des vents dominants. C'est ainsi que s'expliquent les couloirs rectilignes qu'on observe dans les dunes continentales à demi consolidées, par exemple en Hongrie [Cholnoky, 4]. L'origine des *Gassi* de l'Erg saharien est plus complexe. Ces longs couloirs suivis par les caravanes qui y trouvent des points d'eau à une faible profondeur, sont constamment balayés par des courants atmosphériques déterminés par la position même des grands massifs de dunes, qui est elle-même conditionnée par le sous-sol et l'hydrologie souterraine [Flamand, 23].

Sur le bord de l'Erg, l'érosion éolienne peut aller jusqu'à nettoyer presque entièrement le sol. La dispersion du sable n'est arrêtée que par les touffes de buissons épineux ou d'herbes. Autour de chaque plante se forme une accumulation. Si l'apport de sable augmente, ce monticule sera le point de départ d'une nouvelle dune. L'aspect de ces régions est traduit dans le Sahara par un terme spécial, c'est la *nebka*, lieu de pâturage recherché, où les points d'eau ne sont pas rares [Gautier, 22]. Dans le Turkestan et l'Ouest des États-Unis, on observe fréquement des sols de nebka.

Stabilité de l'Erg. L'eau dans les dunes. — Malgré les modifications constantes de leurs formes, les dunes désertiques représentent un essai de fixation des sables.

Rolland dans le Sahara, Sven Hedin dans l'Asie centrale, ont noté la fixité relative des déserts de sable, dont les mouvements sont tout superficiels. Les grandes dunes composées, d'une hauteur relative de plus de cent mètres, sont pratiquement stables. Les empiétements notés çà et là sur les oasis sont des phénomènes locaux et qu'on peut parfois enrayer, comme le prouve l'exemple d'Aïn Sefra. Rien n'indique que l'ensemble de la masse des *Areg* sahariens se déplace dans un sens déterminé; les changements de vents, reflétés par les oscillations périodiques de leur surface, ne paraissent pas avoir une résultante de sens défini, dans les conditions actuelles de climat.

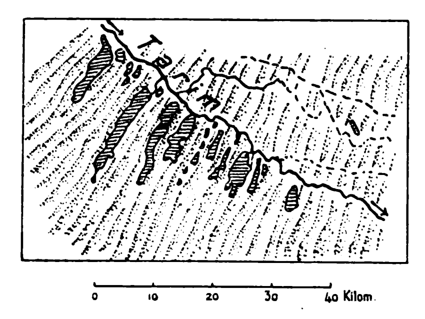


Fig. 313. — Lacs de dunes, appelés *bajirs* dans l'Asie centrale, d'après Sven Hedin.

Les déserts de sable arrivés à cet état de stabilité occupent toujours des dépressions. De là découle leur importance économique. Les grandes dunes sont des réservoirs d'eau. Une nappe souterraine plus ou moins profonde les pénètre. Quand les vallonnements sont assez prononcés on a chance, en creusant quelque peu, d'y trouver des points d'eau. Ces points, bien connus dans le Sahara, jalonnent les routes de caravanes, qui évitent les hamadas pierreuses pour traverser de préférence l'*Erg*.

Les conditions d'apparition de l'eau à la surface ou à son voisinage règlent toute la vie saharienne. Aussi la langue arabe a-t-elle une série de termes pour en désigner chaque modalité [Flamand, 23].

Le terme d'*oued* (pluriel *ouadi*), désignant les lits parcourus par les crues temporaires, est devenu un terme géographique international qui n'a pas besoin d'être défini. Des flaques d'eau subsistent parfois assez longtemps dans l'oued après la crue, ce sont les *redaïr* (singulier *redir*). La *sebka*, ou *chott*, est une vaste dépression parfois entourée d'un bord abrupt, avec un fond plat limoneux, sans végétation, plein de fondrières. Il est rare d'y voir de l'eau. Les pluies étalent une couche mince, qui disparaît presque aussitôt et est remplacée par des efflorescences salines blanches.

On appelle *madher* une dépression alluviale humide, généralement un confluent d'*ouadi*. La *daïa* est une cuvette, ou dépression fermée, de dimensions plus réduites. *Madher* et *Daïa* sont des lieux de pâturage, passant parfois à la *nebka*, quand le vent forme de petites dunes autour des buis-

sons. Si le sable est assez humide pour qu'on trouve l'eau en creusant légèrement, on a le sol de *tilma*. L'*aïn* est la source, bien différente de nos sources de la zone tempérée humide, souvent réduite à une vasque entourée de roseaux, qui doit être curée pour que l'eau apparaisse.

Dans les déserts de l'Asie centrale, SVEN HEDIN [13] a fait connaître des conditions très curieuses d'apparition de l'eau. Le cours récemment déplacé du Tarim traverse une haute région de dunes; la plus grande partie des eaux, s'infiltrant entre les chaînes de dunes perpendiculaires au cours du fleuve, forme des lacs allongés appelés *bajirs* (fig. 313). L'équivalent des chotts est représenté par la cuvette, jadis lacustre, du Lob Nor, dont nous avons déjà expliqué la curieuse évolution (p. 336).

Dans le Turkestan, le nom de *takyr* est appliqué à ces fonds de vase craquelée, souvent attaqués par l'érosion éolienne. Dans l'Afrique du Sud, ils sont connus sous le nom de *makarikari*.

Le lœss, définition et extension géographique. — Les effets des actions éoliennes se font sentir indirectement même en dehors des déserts. On a observé depuis longtemps dans la zone méditerranéenne des pluies de poussière, parfois signalées comme des prodiges par les écrivains anciens à cause de leur couleur rouge, mais qui sont dues simplement à la précipitation par la pluie de fines particules solides transportées par les courants supérieurs de l'atmosphère (contre-alizé). C'est à la fixation de poussières d'origine désertique, plus ou moins remaniées par le ruissellement, qu'on attribue généralement la formation d'un terrain spécial connu sous le nom de *lœss*.

Cette appellation nous est venue d'Allemagne, où on l'applique à une sorte de limon sableux à grain extrêmement fin (0,02 à 0,04 mm. de diamètre). Sa couleur est généralement jaune; pressé entre les doigts, il s'écrase en tachant la main, comme une farine; jeté dans un verre d'eau, il se dissout. Aussi perméable que le sable, traversé de canalicules incrustés de carbonate de chaux, il laisse infiltrer toute l'eau tombée à sa surface. Comme le calcaire, il forme des escarpements verticaux; comme la craie, il contient souvent des concrétions de formes variées, mais toujours calcaires ou magnésiennes (poupées du lœss). Ce dépôt, d'épaisseur très variable, peut atteindre une puissance de 100 m. En général, il est plus épais dans les dépressions et tend ainsi à niveler toutes les inégalités du sol.

Les plaines de lœss sont parmi les régions les plus fertiles de l'Europe moyenne; ce sont par excellence les terres à blé et à betteraves. Hostile à l'arbre, dont les racines sont obligées de s'enfoncer profondément pour chercher un peu d'eau, le lœss est au contraire favorable aux plantes herbacées. De la Picardie à la Pologne, les plaines de lœss forment une frange de régions déboisées depuis

longtemps, qui ont été dans cette zone les premières occupées par l'homme.

Le même genre de sol existe dans l'Amérique du Nord, où il couvre presque toute la zone des prairies, et dans l'Amérique du Sud, où il atteint une épaisseur considérable dans la région des *pampas*

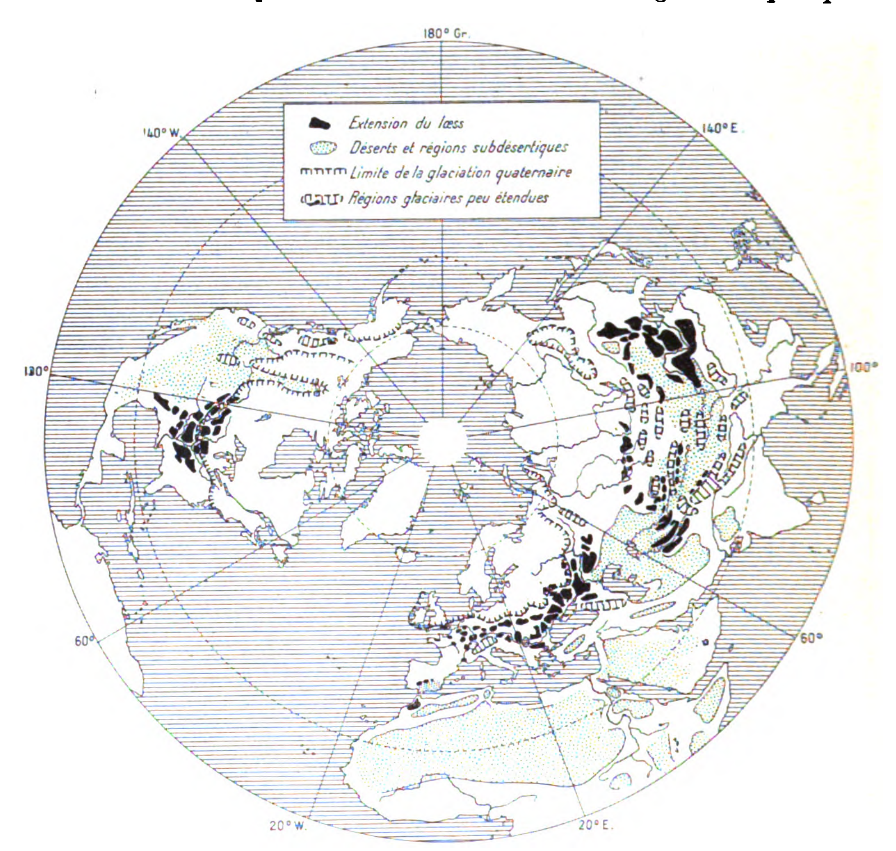


Fig. 314. — Extension du lœss. Ses rapports avec la glaciation quaternaire et avec les régions désertiques et subdésertiques actuelles.

de la République Argentine. Mais c'est en Asie que le lœss a l'extension la plus grande. Son aire entoure d'un cercle de terres fertiles la zone centrale des plateaux et chaînes désertiques depuis le Turkestan jusqu'à la Chine, en passant par la Sibérie méridionale.

Les travaux de Richthofen [14] ont rendu classique la région du lœss chinois. Son étendue atteint à peu près 600 000 km. carrés; son épaisseur va jusqu'à plusieurs centaines de mètres. On le trouve à toutes les altitudes, jusqu'à 1 800 m. dans le Chansi, jusqu'à 3 000 m. dans le Outaï-chan. Comme une couverture de neige, il ensevelit le

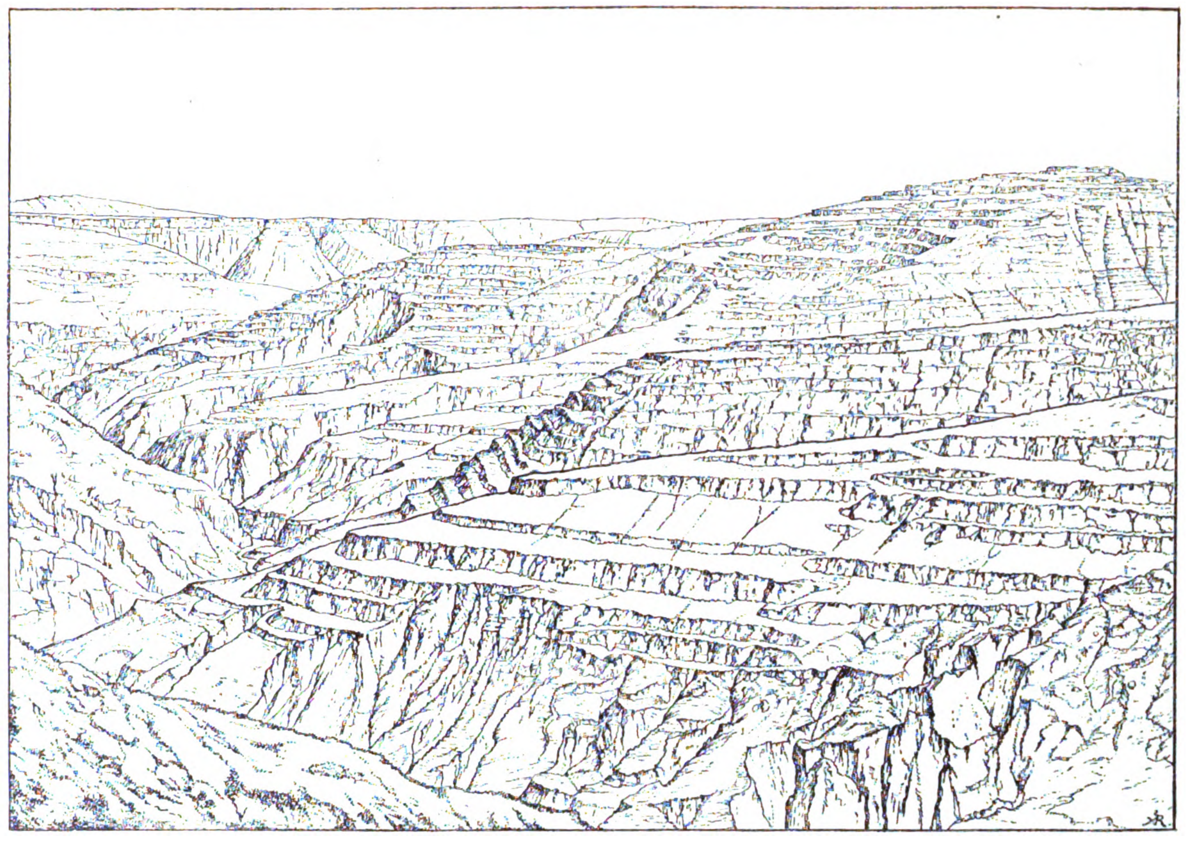


Fig. 315. — Terrasses dans le lœss du Kan-sou (d'après une photographie de V. Obroutchev; fig. extraite de : E. Suess, *La Face de la Terre*, traduct. Emm. de Margerie, t. III).

pied et les pentes inférieures des montagnes. Attaqué par l'érosion, il est scié par des gorges à parois verticales, dont le fond, changé en torrents de boue après les grandes pluies, sert de route pendant les longues périodes de sécheresse. La formation de ces gorges est liée, comme dans le calcaire, à l'érosion souterraine; des sources y jaillissent fréquemment. Lorsque le lœss offre des lits un peu argileux avec concrétions nombreuses, ces lits déterminent des terrasses aux flancs des vallées élargies (fig. 315). Dans les régions élevées, où le lœss est très épais, l'érosion creuse des labyrinthes de gorges qui rendent les communications des plus difficiles. Taï-yen-fou, dans le Chansi, au milieu d'un bassin de lœss déchiqueté par l'érosion, est ainsi une véritable forteresse naturelle. La richesse des sols de lœss est proverbiale en Chine. RICHTHOFEN remarque que leur extension n'est pas sans influence sur l'ethnographie. La limite du lœss marque à peu près la limite extrême de l'expansion du Chinois agriculteur et commerçant.

Théories diverses sur l'origine du lœss. — Peu de problèmes géologiques ont été autant discutés que l'origine du lœss. Les premiers auteurs qui ont étudié les régions de lœss relativement peu étendues d'Europe, ont été surtout frappés de la ressemblance de ce dépôt avec les limons de débordement des rivières et n'y ont vu qu'un produit des grandes inondations de la période dite diluviale. Cette théorie dut être abandonnée lorsqu'on connut plus exactement la répartition géographique du lœss et notamment sa présence dans les montagnes jusqu'à des altitudes considérables. Mais sa ressemblance indéniable avec les boues glaciaires fit naître une théorie qui a trouvé encore jusqu'à ces dernières années des défenseurs. Ce serait dans des lacs de barrage temporaires formés sur le bord des calottes glaciaires, que se serait déposée la boue devenue le lœss [18]. La coïncidence de la zone du lœss en Europe et en Amérique avec la limite extrême de la glaciation quaternaire ne doit pas cependant faire oublier la grande extension du lœss en Asie sur le bord de montagnes désertiques, qui n'ont pas connu le régime de l'inlandsis (fig. 314). Quant à la théorie assimilant le lœss à un limon provenant directement de la décomposition des roches sous-jacentes et étalé par le ruissellement, elle est née de l'étude de pays où les caractères du lœss typique sont sensiblement altérés, et n'est plus guère soutenue que par des géologues ne connaissant pas les grandes régions de lœss asiatiques.

C'est au géologue RICHTHOFEN [14] que revient le mérite d'avoir formulé avec netteté et fait généralement admettre l'origine éolienne du lœss, encore contestée, il est vrai, par un certain nombre de savants. Cette théorie est née de ses études en Chine. La position de la zone du lœss, formant une frange en bordure de la grande région désertique de l'Asie centrale, l'avait vivement frappé. Les tempêtes de poussière, si fréquentes dans les déserts, lui avaient montré la puissance du vent comme agent de transport. L'origine du lœss asiatique devait donc être cherchée dans les déserts. Les fines poussières, derniers produits de la trituration des sables, arrivaient

portées par les vents, aux confins de la zone sèche; précipitées par les pluies, ou tombant lentement par leur propre poids, elles étaient fixées par les herbes des steppes, dont les racines ont laissé comme trace les canalicules caractéristiques du lœss. L'érosion et le ruissellement ont pu d'ailleurs, dans la suite, entraîner au loin une partie du lœss ainsi formé et le déposer comme alluvion dans les plaines lacustres ou le long des rivières.

Cette théorie a soulevé plus d'une objection, surtout chez les géologues qui ne connaissent que les régions de lœss en Europe. La plus sérieuse est celle tirée de la faune du lœss, contenant des *Gastéropodes* qui appartiennent actuellement à la faune des régions humides. On doit cependant ne pas oublier que la plupart des géologues qui ont étudié les pays de lœss typique en Asie, notamment Loczy [12] et Obroutchev [24] restent fidèles à la théorie éolienne, et, en modifiant quelque peu le point de vue de Richthofen, semblent avoir répondu même à l'objection tirée de la faune. On remarque que partout où existent de grandes étendues de lœss, il y a passage graduel de ce dépôt à des dunes plus ou moins stables. Dans les déserts mêmes, des dépôts de lœss se forment aux endroits où existe quelque végétation ou un peu d'humidité. Parfois ils sont façonnés en petites dunes. Mais ils ne peuvent persister et le vent emporte toujours plus loin les fines poussières, jusqu'à ce qu'il rencontre le commencement de la zone humide. Là se fait la précipitation définitive du lœss, dépôt de steppe dont l'accumulation continue encore en Asie dans les régions humides en bordure des déserts. Le ruissellement est d'ailleurs capable d'étendre le lœss bien au delà de sa zone de formation. Ainsi s'explique la ceinture de lœss qui frange partout les montagnes des régions sèches, en même temps que les grandes étendues couvrant les plaines relativement humides qui sont sous le vent de régions d'érosion éolienne. D'après Obroutchev, le lœss n'est pas, comme semblait le croire Richthofen, caractéristique des bassins intérieurs, et a dû commencer à se former en Chine dans des conditions identiques aux conditions actuelles. L'épaisseur et l'extension du dépôt en Asie est en rapport avec la force et la constance plus ou moins grande des vents venant du centre désertique.

En Europe la formation du lœss a cessé depuis qu'un climat plus humide a succédé à la phase relativement sèche et chaude qui a suivi la période glaciaire (Cf. p. 225). Aussi ses caractères ont-ils déjà été altérés. On a reconnu plusieurs périodes d'altération correspondant à des phases humides et marquées par des couches de lœss décalcifié [Ladrière, 25]. Rien de pareil en Asie où la période du lœss paraît avoir été continue.

La présence du lœss vers la limite de l'extension glaciaire quaternaire peut encore s'accorder avec sa formation par précipitation éolienne. La préparation des matériaux fins peut avoir été opérée aussi bien par les glaciers que par l'érosion désertique. Les moraines boueuses et sableuses offraient une abondance de particules ténues, dont le vent pouvait s'emparer.

En résumé, le lœss est un dépôt dont la zone de formation marque la fin des transports éoliens et le commencement de la région où règne l'érosion pluviale. C'est donc bien en définitive le terme des actions éoliennes.

Les origines du régime désertique. — La cause principale de la formation des déserts est évidemment la sécheresse du climat. On peut se demander depuis quand date cette sécheresse. Tous les traits du relief des zones désertiques ne semblent pas en effet explicables par les conditions actuelles de l'érosion. Les vallées n'ont pas toutes au même degré l'empreinte du modelé éolien. L'accumulation du sable formant les *Areg* dans les dépressions paraît difficilement explicable par la seule action du vent et des *ouadi* actuels. Il paraît d'ailleurs assez invraisemblable *a priori* que la période froide et pluvieuse, qui a déterminé à l'époque quaternaire la grande extension glaciaire des régions de haute latitude, n'ait pas eu son contre-coup dans la zone tropicale. Nous savons que les glaciers coiffant actuellement les pics les plus élevés des régions équatoriales sont réellement descendus à l'époque quaternaire jusqu'à 3 000 m. et même 2 000 m. (Rouwenzori, cf. chap. VIII).

Depuis longtemps, on a supposé que le Sahara avait été jadis une région pluvieuse. Le desséchement du Sud Algérien dans la période historique a été soutenu, sans preuves suffisantes il est vrai, par divers auteurs. Les nombreux faits réunis par PASSARGE pour prouver un desséchement progressif du Kalahari depuis moins d'un siècle [19] peuvent être simplement des indices de variations du climat. Mais il est certain qu'il y a eu dans les déserts africains une période pluviale, correspondant à notre période glaciaire. C'est à cette période que Passarge attribue le transport des sables qui inondent tout le Kalahari central et auraient été convoyés par de grands fleuves se perdant dans des lacs intérieurs. La même hypothèse paraît applicable au bassin du Tarim et du Gobi. Dans le Sahara, les témoignages d'une activité pluviale pendant le quaternaire sont multiples. POMEL [10] a remarqué depuis longtemps que la faune quaternaire de la région des chotts tunisiens indique un climat humide; des témoignages semblables nous sont rapportés maintenant du Sahara central. L'accumulation des *Areg* dans les dépressions pourrait avoir été préparée par les transports des grands fleuves quaternaires, dont les *ouadi* marquent à peu près l'emplacement [GAUTIER, 22].

L'existence d'un relief mal disposé pour l'écoulement des eaux vers la mer était donc nécessaire à la préparation du régime désertique actuel. D'où son extension dans les plateaux compris entre les chaînes de plissements de l'Asie centrale, et dans ce continent massif et inarticulé qu'est l'Afrique. Dans certains cas cependant, les eaux se sont conquis un écoulement vers la mer et une bande plus ou moins large a été ainsi soustraite au régime désertique. C'est ce qui

est arrivé notamment en Asie, grâce à la formation du bassin du Hoang-ho et du Yang-tse-kiang, et même en Afrique, grâce à celle du Niger. Dans l'Amérique du Nord, la Snake River, affluent de la Columbia, a réussi le même travail, qui a profité aussi à certains bassins intérieurs des Andes. D'une manière générale, on peut dire que les régions dont le drainage est assuré sont à moitié sauvées du régime désertique. Par le travail de l'érosion régressive, le bassin de la rivière peut espérer se développer; avec lui s'étendra la zone du modelé d'érosion. Quelques fleuves originaires des régions équatoriales pluvieuses sont encore en état de traverser les zones désertiques, malgré l'amaigrissement de leur régime (Nil, Orange); ils portent avec eux la vie le long de leurs vallées.

Anciens déserts, pénéplaines désertiques africaines. — La fin de la période glaciaire ayant marqué l'établissement du régime désertique, on est en droit de se demander si ce changement n'a pas été un retour à un état de choses antérieur. L'ancienneté des déserts peut être soutenue, et, si elle est prouvée, il en résulte des conséquences très importantes au point de vue morphologique pour les contrées où aucune invasion marine ne s'est fait sentir depuis [1].

Le continent africain, presque entièrement formé de roches anciennes, émergées depuis le primaire, est un terrain tout désigné pour vérifier pareille hypothèse. La conclusion des études détaillées de Passarge dans le Kalahari [19] est que cette région a réellement été un désert pendant presque toute la période secondaire (du lias au crétacé). Il en aurait été de même de l'Australie et, d'après Bornhardt [20], ce régime se serait également étendu aux hauts plateaux de l'Afrique équatoriale. Si l'Asie intérieure, en partie formée de couches récentes, ne peut avoir connu le régime désertique à une époque ancienne, il n'est pas invraisemblable qu'elle y ait été soumise à l'époque tertiaire, à la suite des plissements qui ont formé des cuvettes et des bassins intérieurs.

Une longue période de régime désertique doit avoir sur la topographie des effets tout particuliers. Les déserts datant de la fin du quaternaire sont tout récents : l'évolution du modelé éolien y est si peu avancée que l'empreinte du modelé fluvial est encore sensible, surtout dans les reliefs montagneux. Mais si le modelé éolien se

1. Le régime désertique Permien et Triasique, par lequel certains géologues expliquent les dépôts gypso-salins de ces périodes, perd toute importance au point de vue géographique du fait que la topographie qu'il a pu créer a été completement détruite depuis longtemps par les invasions marines et l'érosion.

poursuit pendant plusieurs périodes géologiques, il doit être capable de transformer radicalement la surface du sol. Les efforts combinés de la décomposition, des érosions torrentielles et de l'ablation, s'exerçant particulièrement dans les régions en saillie, doivent tendre à les faire disparaître. Plus les pentes s'uniformisent, plus le vent a prise sur toute la surface. Il semble donc que les reliefs doivent être tôt ou tard nivelés, ne laissant comme témoins que des montagnes isolées à pentes extrêmement raides, rongées par la base. Telle serait d'après PASSARGE l'origine des montagnes témoins (*Zeugenberge*) de l'Afrique méridionale, et la présence de formes analogues dans l'Afrique équatoriale y témoignerait de l'ancienne extension du régime désertique.

Le nivellement, s'étendant de proche en proche, doit faire peu à peu disparaître les témoins et aboutir à la formation de véritables pénéplaines désertiques en creux. Les débris, triturés par les actions éoliennes, peuvent en effet devenir assez ténus pour être emportés très loin, jusqu'en dehors de la zone sèche. Cette exportation des débris de l'érosion désertique est attestée par le lœss et les pluies de sable d'origine saharienne dans la région méditerranéenne. L'accumulation des *Areg* dans les dépressions à l'époque actuelle est due au grand lavage opéré par les cours d'eau quaternaires, mais ne correspond probablement pas à ce qui se passait dans les longues périodes désertiques antérieures. Le fond des cuvettes pouvait être nettoyé entièrement et continuellement creusé, jusqu'à ce qu'un certain équilibre s'établît entre le creusement et la possibilité du transport. Ainsi s'expliquerait la prédominance des cuvettes intérieures dans le vieux continent africain [DAVIS, 21].

Ces théories ingénieuses méritaient d'être signalées, quoique leur exactitude ait encore besoin d'être confirmée par des recherches plus approfondies et plus générales. L'ancienneté des déserts semble en tous cas hors de doute. Une plus grande extension de la zone désertique n'est pas invraisemblable. Le recul ou la disparition partielle des déserts pendant le quaternaire sont des faits certains. Les conséquences morphologiques de ces faits prouvent combien le climat est un facteur essentiel du relief.

---

1. — SOKOLOV. Die Dünen, Bildung, Entwickelung und innerer Bau. *Trad. allemande*. Berlin, 1894. In-8°, 288 p., 1 pl.

2. — BASCHIN (O.). Die Entstehung wellenähnlicher Formen. *Z. Ges. f. Erdk. Berlin*, XXXIV, 1899, p. 408-424 (Cf. Dünenstudien, *ibid.*, XXXVIII, 1903, p. 422-430).

3*. — BERT (J.). Notice sur les dunes de Gascogne. *Paris, Impr. nat., 20 oct. 1900.* In-8°, 318 p., 11 pl. — Cf. A. LAFOND. Fixation des dunes, les paysages de dunes. *Paris, Impr. nat., 6 août 1900.* In-8°, 40 p., 8 pl.

4*. — CHOLNOKY (Eugen von). Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. *Földtany Közlöny*, XXXII, 1902, p. 106-143, 2 pl.

5. — GERHARDT (P.). Handbuch des deutschen Dünenbaues. In-8°, XXVIII-656 p., 445 fig. (phot. et cartes), spéc. *Geologie* par JENTZSCH.

6*. — WALTHER (J.). Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin, 1900. In-8°, 175 p., 50 phot.

7*. — FUTTERER (K.). Ein Beispiel für Winderosion am Heidelberger Schloss. *Mit. Bad. Geol. Anstalt*, III, 1897, p. 473-496, pl. 13-16.

8. — BRUNHES (J.). Érosion tourbillonnaire éolienne. Contribution à l'étude de la morphologie désertique. *Mem. Ac. Rom. dei nuovi Lincei*, XXI, 1903, p. 129-148, pl. 4, 5.

9. — ROLLAND. Sur les grandes dunes du Sahara. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (3), X, 1882, p. 30-47. — Cf. Géologie du Sahara Algérien. *Documents relatifs à la mission de Laghouat-El-Goléa-Ouargla-Biskra.* Rapport géologique. Paris, Impr. Nat., 1890. In-4°, 275 p., atlas (v. sp. p. 218 sq.).

10. — POMEL. Le Sahara. Observations de Géologie et de Géographie physique et biologique. Alger, 1872, in-8°, 139 p.

11*. — FOUREAU (F.). Mission saharienne, documents scientifiques. Paris, 1900, t. I, in-4°.

12. — LOCZY. Wissenschaftliche Ergebnisse der Reisen des Grafen B. SZECHENYI in Ostasien, 1877-1880. Wien, 1893, t. I. in-4°, CCLIII + 851 p., 175 fig., 10 pl.

13*. — HEDIN (Sven). Scientific results of a journey through Central Asia, 1899-1900. Stockholm, 1904 et 1905, vol. I et II, in-4°, 523 et 717 p., 56 et 76 pl.

14. — RICHTHOFEN (Fr. von). China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien. Berlin, 1877, t. I, in-4°, 758 p., 11 cartes (spéc. sur le lœss, voir p. 56-125; Cf. *Verh. K. Geol. Reichsanst.*, 1878, p. 189, et *Geol. Mag.*, 1882, p. 293).

15. — HILGARD (E.). The lœss of the Mississipi valley and the æolian hypothesis. *Am. J. of. Sc.* (3), XVIII, 1879, p. 106-112.

16. — CHAMBERLIN et SALISBURY. Preliminary paper on the driftles area. *An. Rep. U. S. Geol. Surv.*, VI, 1884-85, p. 199-322. — Cf. SALISBURY. Lœss of the Wisconsin driftformation. *J. of Geol.*, IV, 1896, p. 929-937.

17. — SAUER. Ueber die æolische Entstehung des Lœss am Rande der Norddeutschen Tiefebenen. *Z. f. Naturwiss. Halle*, 1889.

18. — WAHNSCHAFFE. Beitrag zur Lœssfrage. *Jb. K. Pr. Geol. Landesanstalt*, 1889, p. 328-346 (Cf. Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. *Abh. Geol. Karte von Preussen*, VII, 1885).

19. — PASSARGE. Die Kalahari, Versuch einer physisch-geographischen Darstellung der Sandfelder des Südafrikanischen Beckens. Berlin, 1904. In-8°, 822 p., Atlas, 21 pl. (Cf. Rumpfläche und Inselberge. *Z. D. Geol. Ges.*, LVI, 1904, p. 193-209).

20. — BORNHARDT. Zur Oberflächengestaltung D. Ostafrikas. Berlin, 1900. In-8°, 595 p., 28 pl., atlas de 8 cartes.

21. — DAVIS. The geographical cycle in an arid climate. *J. of Geol.*, XIII, 1905, p. 381-407.

22*. — GAUTIER (E.-F.) et CHUDEAU (R.). Missions au Sahara. I. Sahara Algérien, Paris, 1908, in-8°, 371 p. — II. Sahara Soudanais, Paris, 1909, in-8°, 326 p. (Cf. GAUTIER, Études Sahariennes, *A. d. G.*, 1907, p. 46-69 et 117-138).

23. — FLAMAND (G.-B.-M.). De l'Oranie au Gourara. Paris, 1898. In-8°, 236 p., 1 carte. — Cf. Glossaire des principaux termes géo-hydrographiques arabes et berbères de l'Afrique du Nord. Alger, 1909. In-8°, 31 p.



24. — OBROUTCHEV (W.-A.). La question de l'origine du lœss. *Trudy Geol. Com.* XV, 1, Saint-Pétersbourg 1903 (en russe, résumé par G. MERZBACHER, Die Frage der Entstehung des Lösses *P. M.*, 1913, p. 16, 69 et 126.

25. — LADRIÈRE (J.). Étude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France (An. Soc. Géol. du Nord, XVIII, 1890, p. 93-149 et 205-276).

26. — SOLGER (Fr.). Studien über deutsche Inlanddünen. *Forsch. z. D. Landes und Volksk.*, 1910, XIX, 1, 89 p.

CARTES A CONSULTER

Hamadas. — SCHWEINFURTH (G.). Aufnahmen in der östlichen Wüste von Ægypten, 8 feuilles au 1 : 200 000 et 1 au 1 : 30 000. Berlin, 1900-02.

Algérie, 200 000 : Laghouat 67.

Dunes. — *France, 80 000 :* 214 Vieux-Boucau NE. et SE., 202 Coulis-les-Bains SE., 203 Sore NW. et SW., 180 Bordeaux NW. et SW.

Autriche, 75 000 : Versecz XXIV-25, Bavanistie XXIV-26, Pancsova XXIII-26.

Ennoyage désertique. — *Algérie, 200 000 :* 27 Batna, 28 Aïn Beida, 17 Constantine, 34 Chellala.

États-Unis, 125 000 : California-Arizona : Yuma, Needles Special map.

États-Unis, 62 500 : California : Cucamonga, San Antonio, Pomona, Coluza; — Arizona : Desert Well.

CHAPITRE XI

LA TOPOGRAPHIE LITTORALE

L'érosion marine, principal facteur de l'évolution littorale. — La ligne, plus ou moins contournée, qui marque, sur les atlas et les cartes à petite échelle, le rivage des océans, n'est qu'un symbole. Elle schématise la position d'une *zone littorale*, plus ou moins large suivant l'amplitude des marées, qui peut, dans les cas extrêmes, atteindre plus de 15 kil. dans le sens horizontal et plus de 15 m. dans le sens vertical (cf. fig. 336, p. 711). Les cartes marines et les cartes topographiques détaillées indiquent les limites extrêmes de cette avancée et de ce recul périodique : *laisse de haute mer* et *laisse de basse mer*.

Ni l'une ni l'autre de ces lignes ne sont stables. L'érosion et l'alluvionnement les déplacent constamment et nous avons déjà signalé la rapidité impressionnante de ces changements : recul des falaises crétacées de France et d'Angleterre, avancée des deltas du Rhône, du Pô et du Mississipi, irruption de la mer dans la zone des polders des Pays-Bas et de l'Allemagne du Nord. L'instabilité de la zone littorale est un des premiers faits qui nous ont initiés à la vie physique de la surface du globe (1re partie, chap. IV). — La topographie littorale, que nous observons actuellement, doit donc être considérée, — à plus juste titre encore que la topographie continentale, — comme une sorte d'instantané, un aspect passager, dont l'intelligence suppose la reconstitution de l'évolution antérieure.

Quels sont les facteurs de cette évolution? Le plus important est évidemment l'érosion marine. C'est elle qui imprime aux formes littorales un aspect particulier, leur donne comme un air de famille qui les met à part. Les formes des rivages lacustres sont seules comparables à celles des rivages maritimes. Mais la zone littorale y

est nécessairement moins développée à cause du manque de marées, la richesse des formes moins grande et leur évolution moins sensible.

Caractères originaux de l'érosion marine. — Comme l'érosion continentale, l'érosion marine doit être préparée par la décomposition des roches. L'infiltration des eaux de pluie le long des diaclases et les vides locaux produits par la dissolution préparent visiblement les grands éboulements des falaises crayeuses de Normandie (pl. XXXIV, A). La décomposition du granite en boules ou en rognons de formes plus ou moins tourmentées s'observe partout sur les côtes bretonnes.

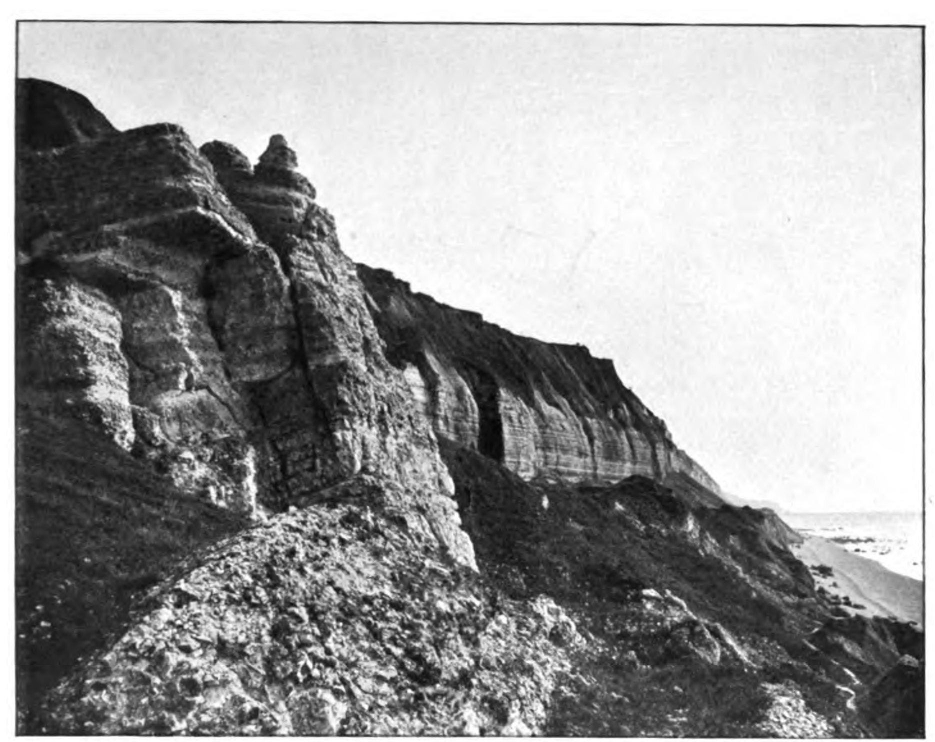
Le caractère original de l'érosion marine devient évident lorsqu'on étudie ses procédés d'attaque. Ce sont les vagues déferlantes qui en sont le principal agent.

Les calculs théoriques et les essais expérimentaux pour déterminer la puissance mécanique du choc des vagues concordent pour donner des chiffres considérables. D'après Stevenson, la pression exercée par mètre carré pourrait atteindre 30 000 kilogr. sur la côte occidentale d'Écosse, 15 000 kilogr. sur les côtes de la mer du Nord, 10 000 kilogr. dans la Baltique. Ces chiffres suffisent à montrer que la pression dépend de la vitesse orbitaire, fonction de la hauteur des vagues, qui dépend elle-même de la profondeur de la mer. Mais les grandes tempêtes peuvent, même dans une mer intérieure, produire des effets étonnants. A Cette, on a observé le déplacement d'un bloc de 70 m. cubes pesant 150 tonnes.

Ces coups de bélier formidables donnés par les mers démontées se produisent à de longs intervalles; les tempêtes jouent le même rôle dans l'œuvre de l'érosion marine que les crues dans l'érosion fluviale.

Leur action est limitée à la zone littorale. L'agitation des plus grandes tempêtes ne se propage que jusqu'à une profondeur limitée. Les calculs de Bertin montrent que le choc exercé par les vagues les plus fortes est réduit au cinquième de sa valeur à 20 m. de profondeur et atteint à peine 2 p. 100 à 50 m. Des observations réunies par divers auteurs [2, 3] montrent qu'effectivement l'action des vagues ne paraît pas apporter de modifications sensibles à des profondeurs supérieures à 70 m.

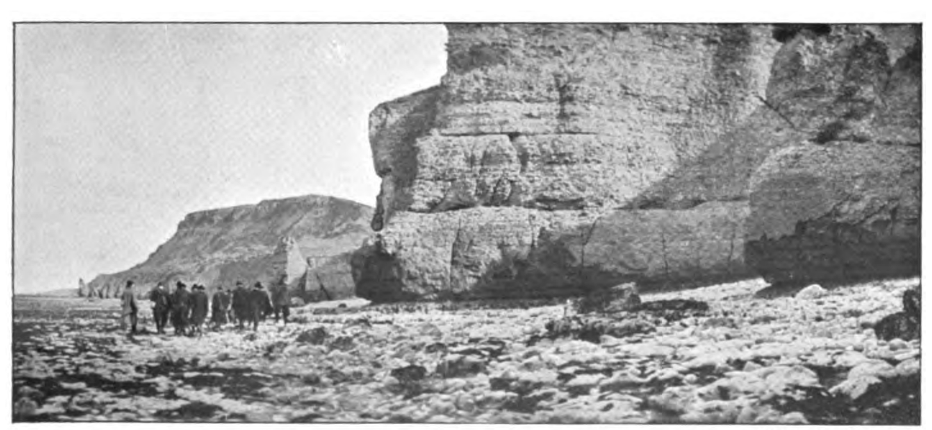
Les courants de marée ont dans les estuaires et les passes une vitesse superficielle assez grande (on note 8 et 10 nœuds dans le Morbihan, 9 nœuds au passage du Fromveur sur la côte du Finistère). Mais cette vitesse diminue rapidement en profondeur et toute la force est absorbée par le déplacement des sables et des vases. Le



Cliché Neurdein.

A. — DÉMOLITION DES FALAISES PAR LE HAUT. ST-JOUIN, PRÈS ÉTRETAT.

Décollement de paquets énormes provoqué par les infiltrations le long des diaclases verticales. Les éboulis protègent temporairement le pied de la falaise contre l'attaque des vagues.



Cliché Ch. Vélain.

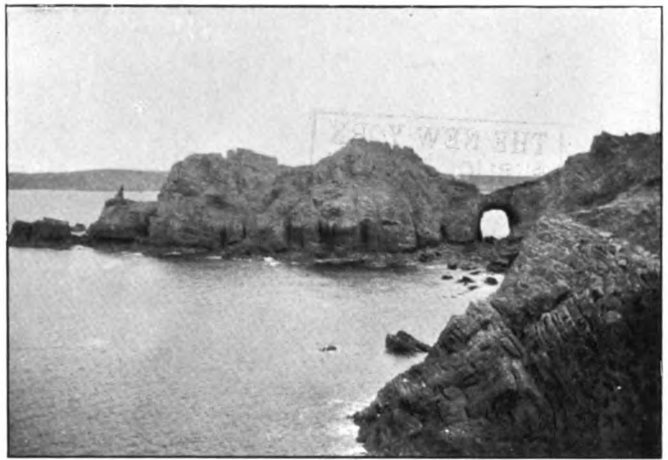
B. — ATTAQUE DES FALAISES PAR LA BASE. LES HACHETTES, PRÈS PORT-EN-BESSIN (NORMANDIE)

Corniche continue au pied de la falaise, due au sapement par les vagues.



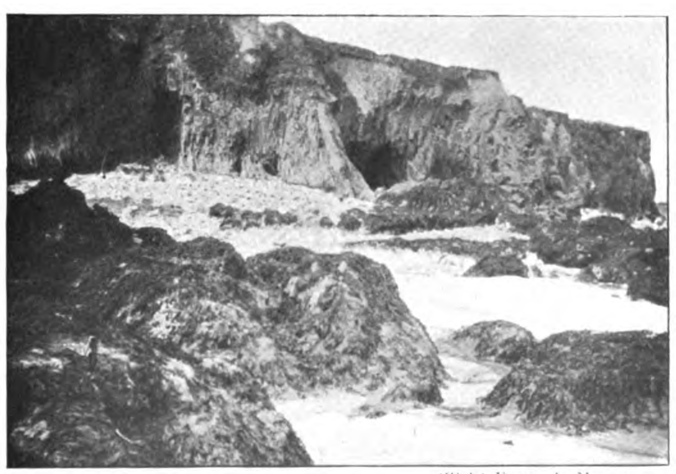
Cliché Emm. de Martonne.

A. — FALAISES DE BELLE-ILE, PRÈS L'APOTHICAIRERIE.
On saisit le déchiquètement de la côte par l'assaut des vagues. La Roche percée formera bientôt deux ilots.



Cliché Emm. de Martonne.

B. — LE CHATEAU DE DINANT, PRESQU'ILE DE CROZON (FINISTÈRE).
Presqu'ile sur le point d'être detachée par l'écroulement du pont naturel creusé à la base du pédoncule qui la rattache au continent.



Cliché Emm. de Martonne.

C. — FALAISES DE MORGAT, PRESQU'ILE DE CROZON (FINISTÈRE).
Grottes creusées à la base de la falaise. Au premier plan, herbiers d'algues tapissant les rochers et les protégeant contre l'action des vagues.

rôle des courants de marée comme agents d'érosion a été considérablement exagéré.

L'érosion profonde est arrêtée presque partout sur les côtes rocheuses par un tapis végétal d'algues qui se développe sur la plate-forme littorale. Sur les côtes normandes et bretonnes, même aux endroits les plus attaqués par l'érosion, comme à Fécamp, à Belle-Isle, on observe aisément à la marée basse ces herbiers d'algues, peuplés de crabes et de coquilles, qui s'étendent au pied des falaises (v. pl. XXXV, c).

En somme presque tout le travail d'érosion littorale est accompli par les vagues sur une zone très limitée, correspondant au niveau moyen des hautes mers. Le choc direct des paquets d'eau lancés contre le rivage n'est pas le seul agent responsable de la démolition. Les cailloux et même le sable fin, emportés par la vague qui les ramasse au pied de la falaise, augmentent considérablement sa puissance destructrice. La hauteur moyenne à laquelle se produit le choc des vagues est marquée par une entaille, qui se poursuit le long des falaises comme une sorte de cannelure (pl. XXXIV, B). La roche ainsi minée doit tôt ou tard s'écrouler.

Dans les roches hétérogènes, les vagues emportent tous les produits de décomposition et, pénétrant dans les diaclases qu'elles élargissent, creusent des grottes à la base des falaises. C'est par le développement des grottes ainsi creusées que les pointes de roches résistantes sont le plus fréquemment détruites par la mer. Attaquées des deux côtés, elles sont bientôt transpercées, formant un pont naturel, qui finit par s'écrouler. C'est ainsi que les pointes bretonnes s'égrènent en îles. Toutes les étapes de cette démolition peuvent se suivre à Crozon et à la pointe du Raz, ou à Belle-Isle (pl. XXXV). Le sapement par les vagues est donc le procédé le plus efficace et le plus direct de l'érosion littorale.

Plate-forme littorale ou plate-forme d'abrasion. — Le recul progressif du rivage déterminé par le sapement est l'analogue du creusement du thalweg en profondeur dans le cycle de l'érosion fluviale. Mais, de même que l'approfondissement du thalweg a une limite, le recul des falaises par sapement ne peut se poursuivre indéfiniment. En effet le choc des vagues se produisant toujours dans le même plan horizontal, il se forme une sorte de plate-forme rocheuse faiblement inclinée, et immergée à une profondeur qui ne peut dépasser celle jusqu'où s'est fait sentir l'agitation des vagues (fig. 316). Les débris balayés de cette plate-forme viennent s'accumuler en avant en for-

mant un *talus*. Nous retrouvons ici les traits déjà notés dans la topographie littorale lacustre. La *plate-forme littorale* marine est l'équivalent de la *beine*. Son développement tend à limiter l'action des vagues, qui s'amortissent dans leur trajet à sa surface et finissent par déferler, avant d'avoir atteint la corniche de sapement. Le recul de la falaise est dès lors arrêté. Pour qu'il continuât, il faudrait que le niveau moyen des mers s'élevât, ou que le continent s'affaissât lentement. La plate-forme littorale pourrait dans ce cas s'étendre indéfiniment.

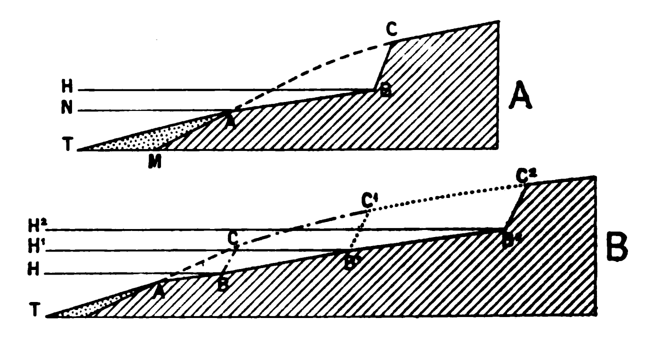


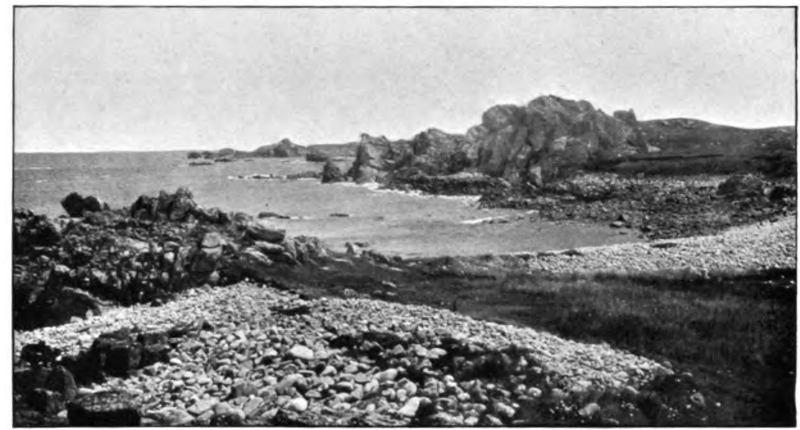
Fig. 316. — Plate-forme littorale et formation d'une plate-forme d'abrasion, d'après Richthofen.

CAM, profil primitif. — HB, niveau des hautes mers. — NA, niveau des basses mers. AB, plate-forme littorale rocheuse. — TAM, talus littoral. HB, H¹B¹, H²B², niveaux successifs des hautes mers correspondant aux profils successifs HBC, H¹B¹C¹, H²B²C² marquant le recul de la falaise et l'extension de la plate-forme.

Ce processus, appelé *abrasion marine*, aurait eu, d'après certains auteurs, une grande importance. C'est par lui que Ramsay, Richthofen et leurs disciples expliquaient le nivellement d'anciennes régions plissées [5]. Depuis qu'on est arrivé à une intelligence complète des lois de l'érosion continentale, et que la notion de pénéplaine a été introduite par Davis, on est porté à considérer la plupart des plates-formes d'abrasion des anciens auteurs comme des pénéplaines. A. de Lapparent a montré que l'envahissement des massifs hercyniens par les mers secondaires et tertiaires avait été précédé de leur réduction à l'état de pénéplaine, et que des sédiments continentaux s'y trouvaient encore. Bailey Willis a montré que le Chan-toung, type des plates-formes d'abrasion de Richthofen, était une pénéplaine typique.

L'existence des plates-formes d'abrasion est possible, mais on en connaît peu d'exemples incontestables. En dehors des considérations géologiques (présence de dépôts continentaux ou marins), il semble qu'on puisse distinguer une pénéplaine d'une plate-forme d'abrasion par des considérations morphologiques. Les roches dures, les anciennes lignes de partage des eaux, restent à l'état de saillies peu accusées à la surface de la pénéplaine. La plate-forme d'abrasion doit être d'une horizontalité parfaite; les saillies qui peuvent y subsister seront des reliefs abrupts.

Formes d'accumulation littorales : plages et cordons littoraux. — La plate-forme littorale est un lieu d'accumulation active. Les débris



Cliché E. de Martonne.

A. — CORDON LITTORAL AU FOND D'UNE ANSE DE BRÉHAT (CÔTE NORD DE LA BRETAGNE).
La levée de cailloux s'appuie sur deux promontoires rocheux.



Cliché E. de Martonne.

B. — ILOTS ROCHEUX RATTACHÉS AU CONTINENT, POINTE DE L'ARCOUEST, PRÈS BRÉHAT.
Types de *tombolo* simple et double avec lagune.



Cliché E. de Martonne.

C. — L'ÉTANG DE LA BAIE DES TRÉPASSÉS (FINISTÈRE).
Type des lagunes formées au fond des baies barrées par un cordon littoral.



provenant de la destruction des côtes par l'érosion marine, et de l'apport des fleuves y forment une couche plus ou moins continue créant des reliefs en partie immergés, dont les transformations constantes sont faciles à suivre [TONIOLO, 35].

Le principe de ces transformations est le déplacement des débris sous l'influence du choc des vagues qui viennent déferler au voisinage du rivage. Il en résulte un mouvement ondulatoire, qui tour à tour pousse les débris vers le rivage et les ramène en arrière, l'avance l'emportant toujours sur le recul [CORNAGLIA, 36]. La direction de cet afflux de débris est la normale à la direction moyenne des crêtes des vagues, qui est généralement oblique au rivage. D'où un mouvement d'ensemble des débris avançant toujours dans le même sens, qui donne l'illusion du transport par un véritable courant littoral. Sur les côtes où les courants de marée sont très forts, il se produit des oscillations quotidiennes dont la résultante suit la direction du courant le plus violent, généralement celui du flux.

Dans leurs migrations le long des côtes, les débris s'accumulent, comme les alluvions dans un lit fluvial, partout où la vitesse du transport diminue. Ces accumulations sont instables et, même si leur forme ne change pas beaucoup, les matériaux en sont renouvelés partiellement à chaque tempête, à chaque grande marée. Elles n'acquièrent une certaine stabilité que dans les angles rentrants du littoral, où le mouvement est particulièrement ralenti; on y voit se former un atterrissement en pente douce, où les vagues poussent les sables ou les galets, pour les abandonner au point extrême qu'elles atteignent. L'atterrissement en pente douce est la *plage* (anglais : *beach*, allemand : *strand*). La digue est ce que l'on appelle depuis Élie de Beaumont le *cordon littoral* (anglais : *offshore bar*, allemand : *strandwall*).

Les côtes abruptes et rocheuses (Bretagne, Cornouailles, etc.) présentent des plages nombreuses alternant avec des falaises. La pente de la plage dépend de la grosseur des matériaux qui la forment : sables plus ou moins fins ou cailloux. Le cordon littoral a une forme plus ou moins arquée suivant la largeur d'ouverture de la baie, mais il s'appuie toujours sur deux falaises (pl. XXXVI, A). Quand la baie est assez profonde, il arrive souvent qu'une lagune est isolée derrière le cordon littoral, ou s'y forme par afflux des eaux continentales (pl. XXXVI, B).

Les côtes plates ont aussi leurs plages et leurs cordons littoraux; les baies barrées y sont toujours converties en lagunes peu profondes. Le cordon littoral peut acquérir une largeur assez grande et se couvrir de dunes. Des coupures naturelles y subsistent tant que le colmatage de la lagune n'est pas accompli, permettant l'écoulement des eaux continentales qui y débouchent, et livrant passage aux courants de marées souvent assez violents. On a proposé comme nom commun pour ces cordons littéraux le nom du *Lido* de Venise qui en est un bon exemple. [BRAUN, 37].

Digues en épi et digues en crochets; tombolo. — Toute circonstance arrêtant la migration des débris le long de la côte détermine une accumulation. Quelques récifs rocheux prolongeant un cap suffisent pour amener une précipitation de sables ou de galets formant une sorte de levée, qui fait bientôt saillie au-dessus des flots et peut s'avancer bien au delà des récifs qui en ont provoqué la naissance. C'est ce qu'on a appelé, par comparaison avec certains travaux d'art : *digue en épi ;* on parle aussi de *flèche* littorale. Un des exemples les plus connus est le sillon de Talbert sur la côte Nord de la Bretagne.

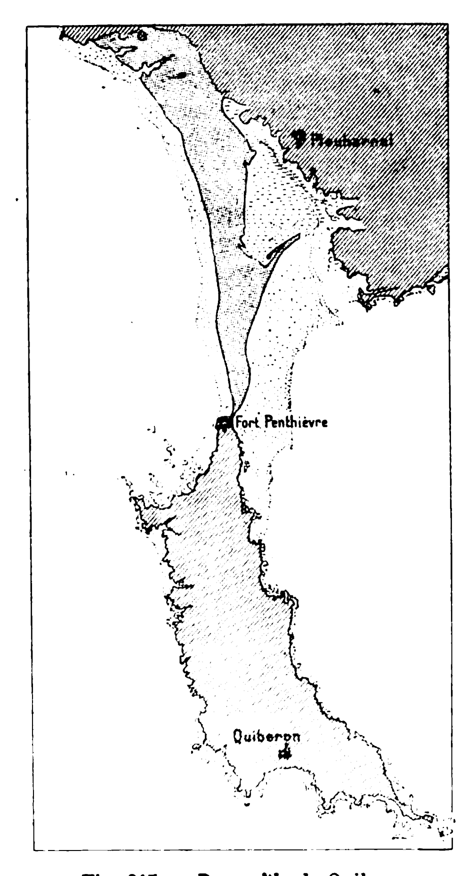


Fig. 317. — Presqu'île de Quiberon. Echelle 1 : 150 000.
Grisé et pointillés distinguent la terre ferme, la flèche couverte de dunes, les fonds découvrant à marée basse.

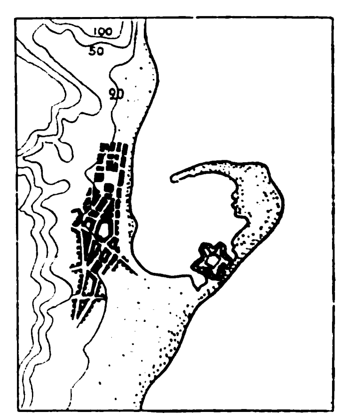


Fig. 318. — Messine avec sa digue en crochet, d'après la Carte italienne. Echelle 1 : 150 000.

Au lieu d'une digue rectiligne on peut avoir une digue en crochet, comme celle qui abrite le port de Messine (fig. 318); cas souvent réalisé lorsque des courants de marée de sens contraire se rencontrent au voisinage d'un détroit.

La digue en s'allongeant peut atteindre une île, qui sera ainsi transformée en presqu'île. Telle est l'origine de la presqu'île de Quiberon sur la côte bretonne méridionale (fig. 317), du Bill of Portland sur la côte Sud d'Angleterre près de Weymouth.

Deux flèches, formées sur le bord d'une baie ou d'un promontoire peuvent, en s'avançant obliquement, se rejoindre, isolant une lagune que les atterrissements combleront. On a ainsi un *promontoire* alluvial *triangulaire*, dont GULLIVER a étudié en détail le type le plus connu : la pointe de Dungeness près de Folkestone [6]. La pointe peut se déplacer suivant l'importance plus ou moins grande des courants côtiers; la côte orientale des États-Unis en offre un exemple frappant avec le cap Canaveral (fig. 321). Mais si une île se trouve à proximité, la pointe sera fixée comme une simple digue en épi. GULLIVER [7] a proposé de généraliser le nom de *tombolo* appliqué en Italie aux flèches littorales pour désigner l'ensemble de cette forme côtière. La presqu'île de Gien sur la côte de Provence est, dans ce sens, un tombolo typique (fig. 319); on peut citer aussi Monastir en Tunisie. Le Monte Argentario, en Italie, représente un exemple plus complexe, l'ancienne île étant rattachée au continent par trois digues (fig. 320). On observe même sur les lacs des formes

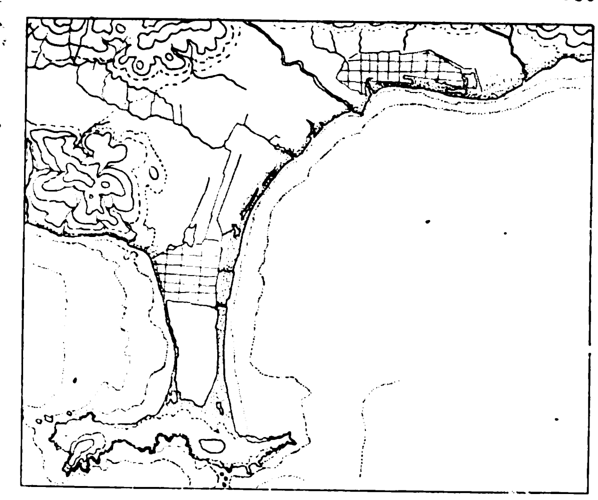


Fig. 319. — La presqu'île de Gien, type de tombolo double. Échelle 1 : 180000.

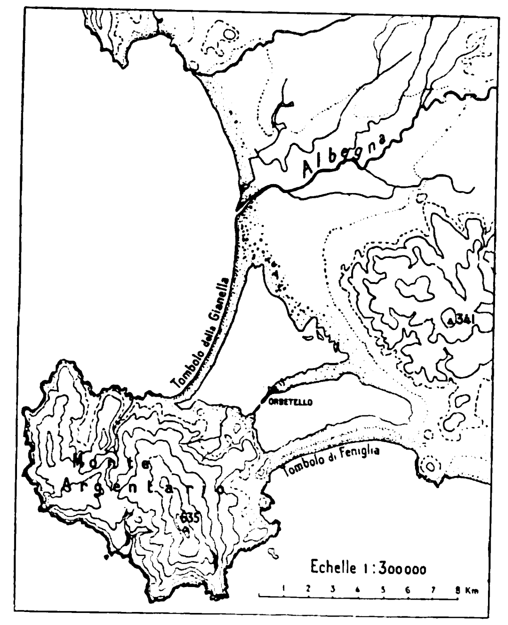


Fig. 320. — Le Monte Argentario, d'après la Carte italienne au 1 : 100 000, type de tombolo triple.

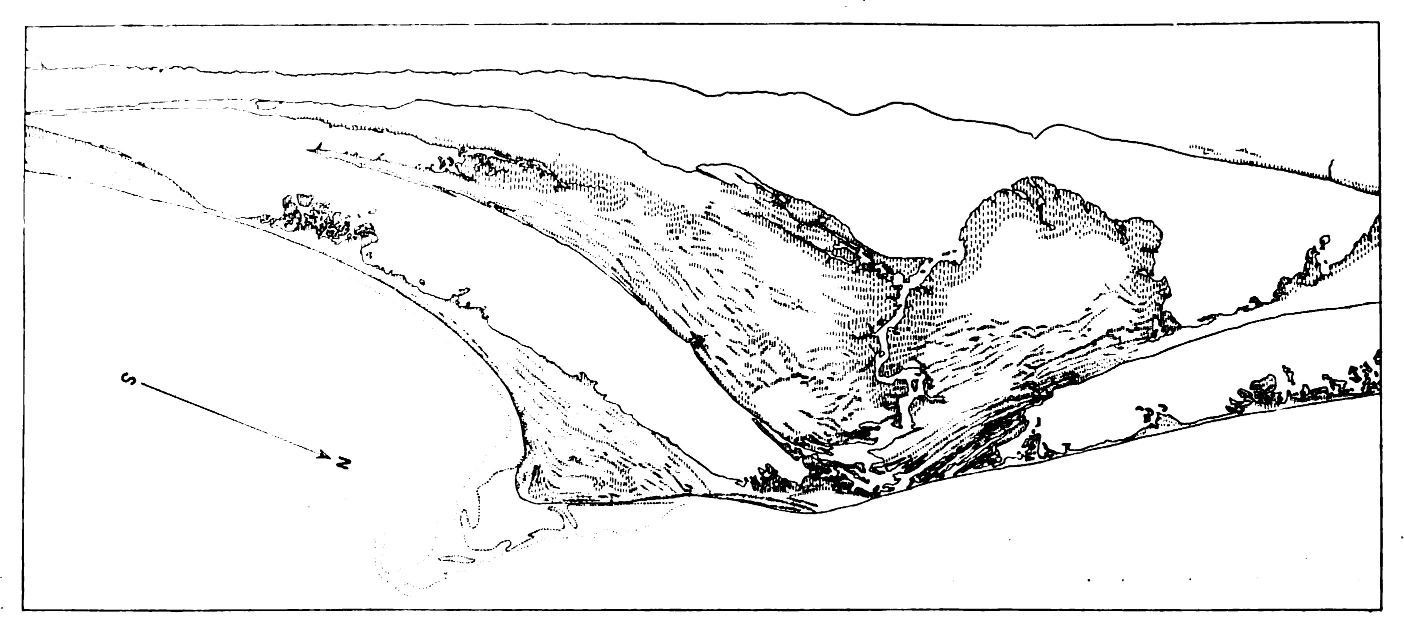


Fig. 321. — Le cap Canaveral, d'après la Carte du Coast Survey des États-Unis. — Échelle environ 1 : 400 000.
Type de pointe alluviale triangulaire remaniée par les courants littoraux.

Les traits discontinus indiquent les parties marécageuses; le pointillé, les dunes. On distingue au premier coup d'œil deux stades principaux dans la formation de la pointe se déplaçant vers le Sud; les alignements de dunes et de marécages signalent un grand nombre de stades intermédiaires. Les deux courbes ponctuées, marquant les fonds qui découvrent aux moyennes et aux fortes marées, permettent de reconnaître une tendance à l'allongement de la pointe actuelle sous forme de digue en crochet.

de tombolo. Le lac Balaton est menacé d'être coupé en deux par un double *tombolo* (fig. 322). L'ancienne île de Tihany est déjà rattachée à la rive Nord et le sera bientôt à la rive Sud.

Les deltas, conditions de leur formation. — Toutes ces formes de sédimentation littorale sont des essais de stabilisation des débris remaniés par les courants et les vagues. La part de l'apport des fleuves ne peut y être déterminée; elle est au contraire évidente dans les deltas.

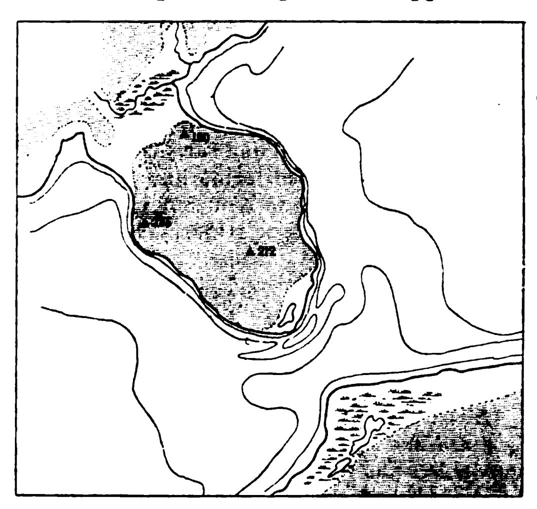


Fig. 322. — Presqu'île de Tihany sur le lac Balaton, d'après la carte de la Commission du lac Balaton. Type de tombolo tendant à couper en deux un lac. Échelle de 1 : 150 000.

Le pointillé indique les parties non alluviales. Les isobathes sont tracées de 2 m. en 2 m.

C'est en effet à peu près exclusivement à la précipitation des troubles apportés par le fleuve qu'est due la formation du delta; mais le rôle de la mer ne doit pas être négligé. Tous les grands fleuves sont chargés de sédiments fins, tous ne bâtissent pas des deltas. Dans les océans et les mers à marées, le jeu du flux et du reflux facilite l'entraînement des vases et des sables, qui s'étalent à l'embouchure en un cône très aplati, et forment dans l'estuaire des bancs dangereux et instables. Dans les mers sans marées, presque tous les fleuves ont des deltas plus ou moins complets. Une richesse extraordinaire de sédiments permet à certains fleuves de former des deltas, même sur des côtes à marées (Hoang-ho, Gange, Mississipi), mais leur développement est limité. L'Amazone, bien que roulant une masse de boues supérieure au Mississipi, échappe à l'engorgement qui aboutirait à la formation d'un delta, grâce au libre jeu des marées dans son large estuaire et au vigoureux courant équatorial, qui entraîne les sédiments le long de la côte des Guyanes.

On a souvent considéré l'affaissement du continent comme une condition nécessaire à la formation des deltas. En réalité, seul un affaissement très lent est compatible avec l'accumulation de sédi-

ments aux embouchures. Un affaissement accentué a pour conséquence la formation d'estuaires profonds. Les deux conditions essentielles de la formation d'un delta sont : l'abondance des troubles apportés par le fleuve et l'impuissance des courants côtiers à en débarrasser leur embouchure. Suivant que l'équilibre est plus ou moins rompu entre ces deux forces : apport des troubles et transport par les courants, la forme du delta varie et sa progression en avant est plus ou moins rapide.

Différents types de deltas. — Le stade préparatoire est le comblement de l'estuaire ou du golfe où débouche le fleuve. Il a généralement comme prélude la formation d'une *barre* (*Nehrung* en allemand), qui ferme l'entrée et derrière laquelle se forme une *lagune* (*Haff*), colmatée par les alluvions. C'est à ce stade que se trouvent les fleuves allemands et polonais débouchant dans la Baltique (Oder, Vistule, Niémen). L'Oder n'a pas encore comblé son *haff*, le Niémen y travaille activement et a déjà un delta embryonnaire. La Vistule, plus avancée, a réduit son *haff* (Frisches haff), tandis qu'une fermeture plus complète du golfe de Danzig se prépare par la formation d'une nouvelle digue recourbée en crochet à son extrémité, la Putziger Nehrung (fig. 324). On remarquera que l'Elbe et le Weser ont conservé leur estuaire libre, grâce aux marées de la mer du Nord.

L'existence d'îles, sur lesquelles s'appuient les barres, facilite cette évolution. Ainsi le delta du Nil s'appuie sur d'anciens îlots rocheux, grâce auxquels se maintient sa ceinture de barres et d'étangs en arc de cercle. Les barres ou *Nehrung*, consolidées ou non par des îlots rocheux, et presque toujours couvertes de dunes, sont comme l'armature d'un delta en formation. Lorsque la sédimentation est active, le golfe une fois entièrement comblé, l'embouchure du fleuve se fait directement dans la mer. A partir de ce moment commence la formation du delta proprement dit. Elle peut être retardée ou complètement arrêtée par les courants côtiers qui peuvent reprendre leur rôle sur une côte libre. Ainsi le Rhin n'a pu encore réussir à édifier un véritable delta. Les sédiments sont entraînés le long de la côte, de forme rectiligne. Il en est de même de tous les fleuves du Bas-Languedoc, qui ont réussi à combler leur baie, mais ne peuvent s'avancer plus loin que la ligne courbe appuyée sur les anciennes îles de Cette, Agde et Narbonne. Le delta du Nil lui-même est comme bloqué par les courants littoraux, qui balayent les sables vers l'Est jusqu'à la côte de Syrie. Il en est de même du Hoang-Ho, malgré son apport considérable de sédiments; et même du Mékong, car la presqu'île de Camau est une pointe en crochet, formée par les sédiments que les courants enlèvent à l'embouchure du fleuve.

Quand le fleuve réussit à prendre l'avantage, il commence à s'avancer sur les atterrissements exondés, en formant une pointe triangulaire, d'autant plus effilée que la progression des atterrissements est plus rapide. C'est ainsi que se présentent les embouchures du Tibre et du Tagliamento en Italie (fig. 325), celle de la Medjerda en Tunisie, les bouches de Rosette et Damiette du Nil. Parfois les courants repoussent latéralement l'embouchure, qui s'allonge en crochet (exemple sur la côte de Dalmatie, fig. 334).



Fig. 323. — Le Delta du Mississipi. Type de Delta digité en voie d'accroissement rapide, d'après la Carte du Coast Survey des États-Unis. Échelle 1 : 400 000.

Le courant fluvial s'avance dans la mer entre des digues de vase étroites. Chaque rupture de digue détermine la formation d'un nouveau bras, souvent même d'un petit delta latéral postiche. Ce phénomène suffit parfois à lui seul pour isoler une lagune et amener un commencement de régularisation (exemple particulièrement net à la naissance du bras le plus occidental). Mais la formation des lagunes est due surtout aux courants qui étalent des langues en avant des atterrissements du fleuve. Le seul exemple net qu'en offre la figure est en face de la flèche N.-S. Ce phénomène ne peut se produire en effet qu'à une certaine distance de la pointe du delta (*Cf.*, sur une carte d'atlas ordinaire, le cas du lac Pontchartrain au NO. du delta représenté ici).

Si la sédimentation l'emporte définitivement, il se forme à l'embouchure

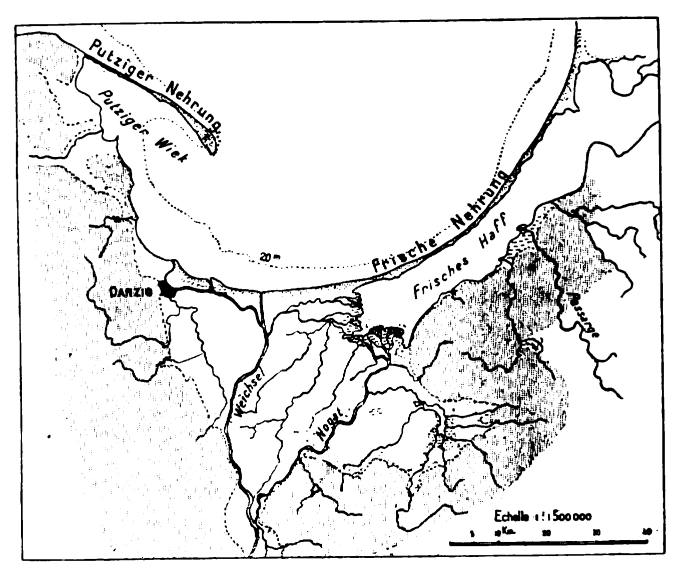


Fig. 324. — Côte à Haffen de l'Allemagne du Nord, d'apres la carte géologique de l'Empire allemand au 1 : 500 000.

L'aire en pointillé continu représente la surface continentale ancienne, les alluvions récentes étant laissées en blanc, avec indication des dunes et cordons littoraux en pointillé et des marécages en traits discontinus.

même un îlot, qui force le courant fluvial à bifurquer, les deux nouvelles embouchures s'avancent en édifiant deux digues, qui émergent lentement, jusqu'à ce que l'encombrement devienne trop grand et qu'une nouvelle division ait lieu. Ce processus s'observe partout dans les deltas en progression rapide, qui prennent une forme digitée, et dont le Mississipi offre le meilleur exemple (fig. 323). Tandis que les embouchures s'avancent, les courants littoraux essayent de distribuer plus également les sédiments et en étalent une partie, en formant des barres, en arrière de la pointe extrême du delta. De petites lagunes, ainsi isolées, sont colmatées lentement (lac Pontchartrain). Les ruptures de digues, en multipliant les petites embouchures, contribuent à isoler elles-mêmes des lagunes entre les digitations extrêmes (fig. 320).

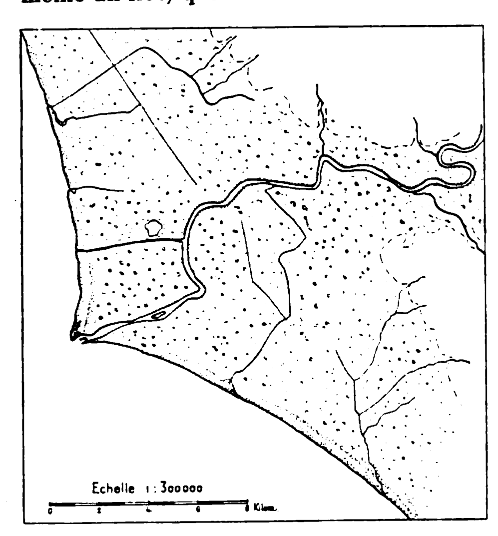


Fig. 325. — Le delta du Tibre, d'après la carte d'Italie au 1 : 100 000. Type de delta simple triangulaire.

On saisit la différence entre un delta vigoureux comme celui du Mississipi et un delta bloqué comme celui du Nil. Ce dernier avance assez lentement pour que les courants littoraux aient le temps de réunir entre eux les digitations extrêmes par une barre, derrière laquelle se forme immédiatement une lagune; d'où son contour régulier. Les deltas du Rhône et du Pô représentent un type intermédiaire. L'avancée des digitations fluviales est sensible, mais la formation des lagunes latérales est assez active pour que le contour ne présente que des courbes régulières, se recoupant à angles plus ou moins obtus.

Lorsqu'un delta en formation se trouve atteint par un affaissement trop rapide, les embouchures se multiplient sans que la côte avance sensiblement. Tel paraît être, d'après GULLIVER [6], le cas des deltas du Gange et de l'Iraouaddy.

Évolution vers la régularisation; le cycle d'érosion littorale. — Toutes les formes d'accumulation que nous venons d'étudier sont plus ou moins instables. Les pointes alluviales se déplacent, les tombolo ne peuvent durer qu'autant que l'érosion respecte leur île. Les deltas eux-mêmes sont menacés par les courants littoraux. Les petites plages de Bréhat ou de Crozon sur la côte bretonne sont des formes éphémères. Seules les grandes plages des baies d'Audierne, de Saint-Brieuc, de Saint-Malo, ou du Pouliguen sont des formes stables, car elles correspondent à une régularisation avancée du contour littoral [E. de M., 4].

Si l'on cherche en effet vers quel but tend l'action combinée de l'érosion et de l'accumulation sur les côtes, on s'aperçoit aisément que c'est vers une simplification de plus en plus grande des formes. L'attaque des promontoires combinée avec le comblement des baies doit aboutir à la formation d'une côte à peu près rectiligne, ou constituée par des courbes à grand rayon. Il y a là comme un cycle d'érosion littorale, analogue au cycle d'érosion continentale. Le terme de celui-ci est la pénéplaine, le terme de celui-là est la côte régularisée. Par analogie, on pourra parler de *jeunesse*, de *maturité* et de *sénilité*, pour caractériser l'état plus ou moins avancé de l'évolution du modelé littoral [GULLIVER, 7].

Une côte récemment formée, soit par une avancée de la mer, soit par un affaissement du continent, présente des formes heurtées, un contour sinueux, avec des promontoires correspondant aux reliefs continentaux, et des baies correspondant aux dépressions. Ce contour n'est que le résultat de l'intersection du plan de la surface océanique avec la surface continentale. L'empreinte de l'érosion marine manque encore. Mais bientôt l'érosion attaque les promontoires, et y met son cachet en formant des falaises déchiquetées en îlots. La baie est barrée. Au bout de quelque temps les îles dispa-

raissent, la falaise recule jusqu'à prendre un contour à peu près rectiligne, la baie se comble définitivement; c'est la maturité. Si à ce moment la plate-forme littorale est assez développée pour empêcher les vagues de continuer l'attaque des falaises, la côte

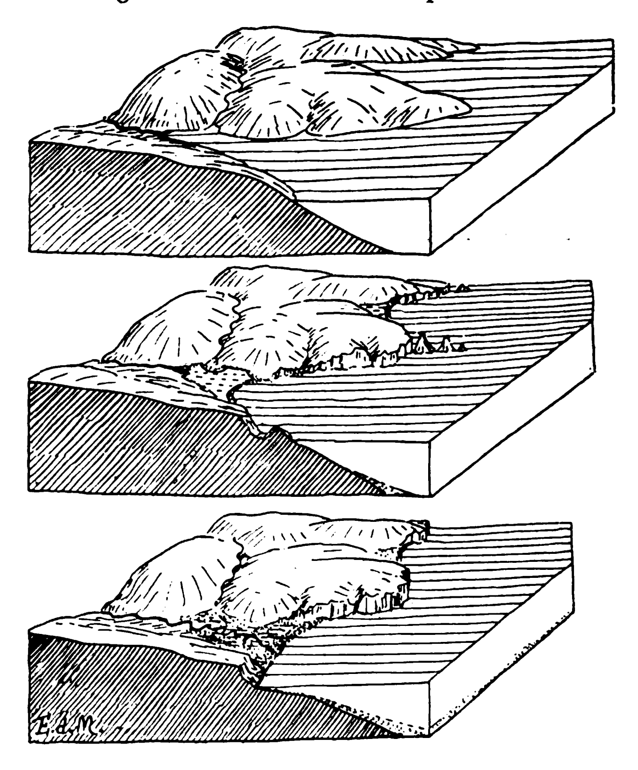


Fig. 326. — Schéma de l'évolution normale des formes littorales, de la jeunesse (en haut) à la maturité (en bas).

arrive à la sénilité. Si une rivière importante y débouche, on verra même s'édifier un delta.

Cette évolution ne peut se poursuivre évidemment jusqu'au bout que sur un littoral parfaitement stable. Un léger affaissement, un léger soulèvement suffisent pour interrompre le cycle commencé et en inaugurer un nouveau. La nature des roches, les conditions mêmes de la tectonique ancienne, l'état du cycle d'érosion continental rendent l'évolution plus ou moins longue, en lui imposant un point de départ différent. Ce sont ces conditions qu'il nous faut brièvement étudier maintenant.

Influences continentales. Nature des roches. — On peut dire

que le relief continental est pour l'érosion marine ce qu'est la surface structurale pour l'érosion continentale. C'est lui qui donne le point de départ de l'évolution littorale, c'est à le modifier suivant ses lois propres que travaille l'érosion marine, mais sans réussir à en effacer entièrement l'empreinte originale.

L'influence de la nature des roches a souvent été mal comprise. Les baies et les découpures des côtes ont été attribuées en Bretagne à l'érosion marine, attaquant de préférence les roches peu consistantes; alors qu'elles sont dues à l'invasion de la mer dans des dépressions dues au travail de l'érosion continentale.

L'érosion marine attaque les angles saillants et comble les angles rentrants. Elle peut bien, dans son travail de démantèlement des pointes, profiter des inégalités de dureté des roches, et isoler pour un moment un banc plus dur; mais c'est là une situation instable. L'îlot ou la pointe ainsi formée sont destinés à disparaître à bref délai. L'érosion marine est incapable de pénétrer à plusieurs kilomètres dans l'intérieur des terres, en excavant un banc de roches tendres. L'affleurement des schistes de Châteaulin, à l'extrémité de la côte occidentale de Bretagne, a permis au contraire à la mer de former un fragment de côte régularisée [E. de M., 4].

Certaines roches ont une importance particulière. Les roches volcaniques se prêtent à la formation des grottes. Nous avons déjà indiqué comment les Caldeiras donnaient des îles-rades (Saint-Paul, Santorin; chap. VI, fig. 245, p. 529).

Rien de plus curieux que l'opposition entre les côtes granitiques déchiquetées par de petites baies arrondies, frangées d'une multitude d'îlots rocheux, et les côtes de calcaires marneux aux formes sobres et régulières, présentant à la mer un front de falaises presque rectilignes. Ce contraste est familier à qui connaît à la fois les côtes de Bretagne et celles de Normandie. Il est dû surtout au mode de décomposition très différent des roches granitiques et de la craie.

La décomposition chimique attaque très inégalement le granite et donne prise à l'action des vagues, qui y sculptent des formes ressemblant aux lapiés, par exemple à Penmarch ou à Trégastel [4]. De même que l'érosion continentale, isolant les blocs les plus résistants, donne des chaos de rochers et des cuvettes arrondies (chap. IV), l'érosion marine isole une multitude d'îlots et développe des anses arrondies très caractéristiques en profitant des dépressions de la topographie continentale (E. de M., 4). Il y aurait lieu de trouver un nom commun pour ces anses dont la multiplication ronge progressivement les côtes granitiques. On leur applique souvent en Bretagne

le nom de *havre* (havre de Rothéneuf, près Dinard), en Angleterre celui de *cove*.

Pareilles formes sont à peu près inconnues sur les côtes crayeuses. Les falaises y sont attaquées à la fois à la base par le sapement des vagues, et en haut par la décomposition due aux infiltrations (pl. XXXIV). Ces infiltrations désagrègent à tel point le sol que des pans énormes de roche s'écroulent d'un seul coup. Le résultat est un recul extrêmement rapide du littoral, qui prend l'allure rectiligne des côtes régularisées. Ce recul est si soudain que les vallées secondaires, en pente assez forte, n'ont pas le temps de creuser leur

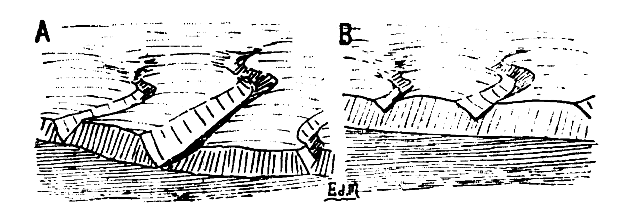


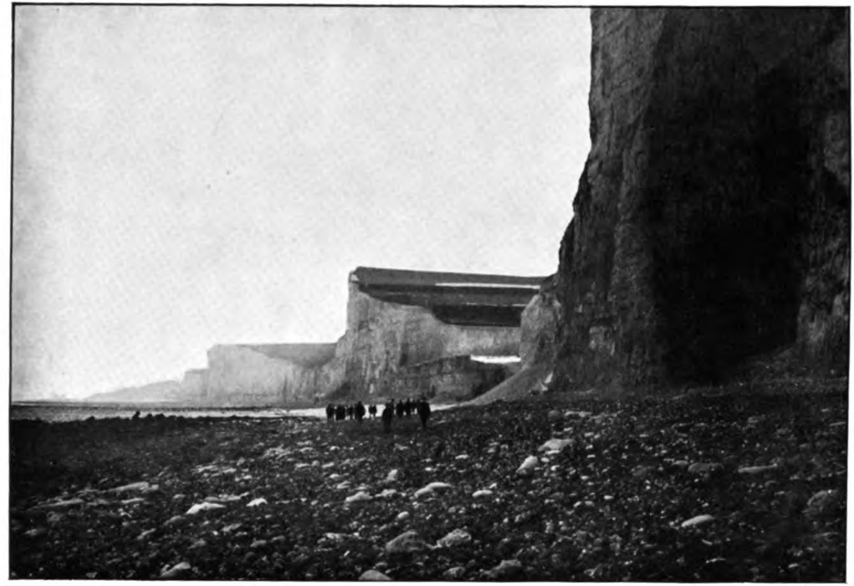
Fig. 327. — Diagramme montrant la formation des *valleuses*.

A, 1er stade, vallées jeunes en formation; B, 2e stade, les mêmes vallées tranchées par le recul de la côte.

thalweg pour le raccorder avec le niveau de base, qui se rapproche de leur origine (fig. 327). Elles restent ainsi suspendues au-dessus de la mer. Telle est l'origine des *valleuses*, qui donnent au profil des falaises crayeuses l'aspect dentelé si caractéristique (pl. XXXVII).

Les *conditions tectoniques* ne sont pas sans influence sur les formes littorales. On a remarqué depuis longtemps que les couches horizontales étaient favorables à la formation des falaises à pic, tandis que les strates inclinées donnaient des falaises moins abruptes. Toutefois quand les couches plongent vers le continent, la côte peut être très escarpée.

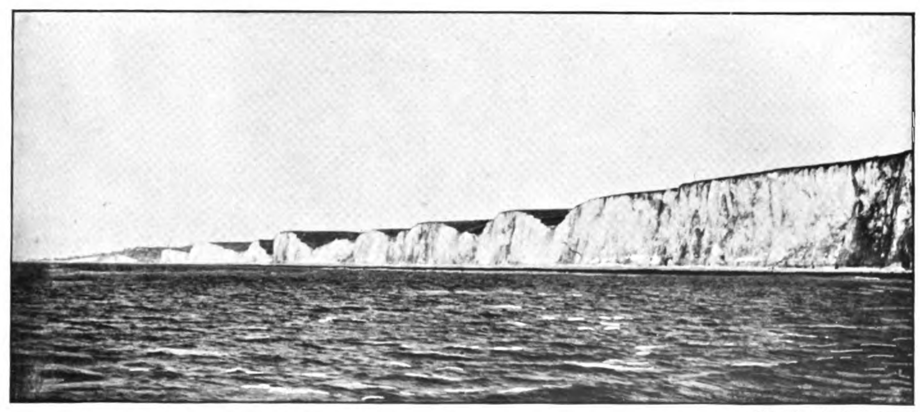
L'orientation des plis a une très grande importance. Parallèles au tracé général du littoral, ils présentent un front de roches à peu près homogène à l'érosion marine, et, quand le relief continental est assez travaillé, les vallées longitudinales se prêtent à une pénétration des eaux en baies ramifiées. Les plissements perpendiculaires à la direction générale du littoral permettent une pénétration plus profonde de la mer, mais avec des ramifications moins fines. Il suffit, pour s'en rendre compte, de comparer l'extrémité occidentale de la Bretagne, découpée en grands lobes, larges baies et pointes hardies, avec la côte méridionale, de contours plus délicats.



Cliché A. Vacher.

A. — COTE A VALLEUSES, PRÈS AULT (HAUTE-NORMANDIE).

Remarquer les banquettes horizontales, traces d'anciens *rideaux*, ou indices de creusements successifs arrêtés par le recul rapide de la côte.



Cliché Ch. Vélain.

B. — PANORAMA DES FALAISES ENTRE MERS ET AULT, VUE PRISE EN MER.

La profondeur variable des *valleuses* montre qu'il s'agit de vallées continentales inégalement développées, tranchées par l'avancée de la mer.

Influence des mouvements du sol. — L'influence la plus importante qui modifie les conditions de l'évolution littorale est celle des mouvements du sol. Depuis longtemps on parle de côtes en voie d'affaissement et de soulèvement; plusieurs essais ont été tentés pour en déterminer l'extension (Dana, Reclus, Credner, etc.). La réalité de ces mouvements a été contestée par Suess, qui propose d'employer les termes neutres de *mouvements positifs* et *mouvement négatifs*, pour désigner le déplacement relatif du niveau de la mer et du continent. De Geer a cependant montré d'une façon incontestable l'existence de mouvements du sol récents en Scandinavie (voir chap. V). Les déformations des terrasses des lacs canadiens étudiées par Gilbert ne laissent aucun doute sur les mouvements de bombement et de gauchissement qui affectent encore l'écorce terrestre à l'époque actuelle (voir même chapitre). Au point de vue du modelé littoral, il est d'ailleurs sans importance qu'on cherche la cause du déplacement des rivages dans le continent ou dans la mer.

Les effets d'un mouvement positif sont sensibles sur toutes les côtes de la Bretagne, une grande partie des côtes anglaises et toute la côte norvégienne. On pourrait les représenter en plaçant un relief dans un baquet où l'on verserait lentement de l'eau. Le plan d'eau s'élevant, le contour littoral devient de plus en plus irrégulier; la mer pénètre dans les vallées, tandis que les reliefs forment des promontoires ou des îles. La forme du littoral dépend essentiellement des conditions du relief continental, tant que l'affaissement persiste; l'érosion marine ne peut prendre l'avantage que si l'affaissement cesse ou se ralentit; alors elle commence à attaquer les promontoires et à combler les baies, travaillant à régulariser le contour. L'affaissement ou le mouvement positif entretiennent la côte dans un état de perpétuelle jeunesse. La richesse des articulations est favorable aux établissements humains, ports et pêcheries. Les côtes à mouvements positifs sont en général les plus peuplées.

Vallées sous-marines. — Une des caractéristiques des côtes affaissées est l'existence des vallées sous-marines. Si le plan d'eau s'élève au-dessus des lignes de partage, les vallées sont en effet entièrement noyées dans leur partie inférieure. La topographie sous-marine des côtes d'Europe est assez bien connue pour qu'on ait pu y retrouver partout des chenaux continuant exactement les vallées des rivières envahies par la mer. Tel est le cas particulièrement en Bretagne (fig. 328) et sur toute la côte anglaise. Les fiords norvégiens se continuent par des vallées sous-marines ayant les caractères des vallées glaciaires. D'après Nansen [3], toute la plate-forme continentale qui s'étend jusqu'à 200 kil. de la côte norvégienne porte la trace indiscutable du modelé continental et est sillonnée de vallées noyées. Des constatations pareilles ont été faites sur la côte orientale des États-

Unis [Spencer, 12]. Le canyon sous-marin de l'Hudson y avait été déjà reconnu par Dana. On sait maintenant qu'il atteint une profondeur de 1000 m.

Il serait cependant exagéré de conclure de la profondeur de ces chenaux sous-marins à une ancienne élévation équivalente des continents. La vallée sous-marine de l'Hudson, comme le Gouf du Cap Breton dans le golfe de Gascogne, doivent en partie leur profondeur à un affaissement ou à un gauchissement inégal.

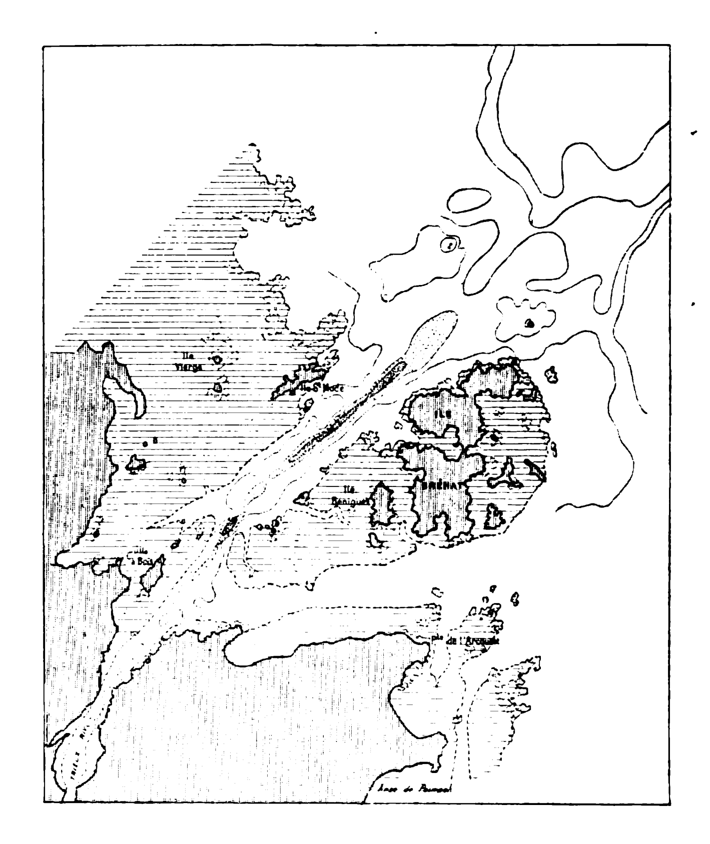


Fig. 328. — La vallée sous-marine du Trieux, d'après les cartes marines nos 822 et 831. Echelle environ 1 : 135 000.

L'influence d'un mouvement négatif sur l'évolution du littoral est exactement l'inverse de celle d'un mouvement positif. Le contour du rivage est simplifié, car il est reporté sur la plate-forme littorale. Sur une pareille côte l'atterrissage est difficile; aucun port naturel, aucune place pour les établissements humains. Au bout de quelque temps cependant, après l'arrêt du mouvement négatif, on verra apparaître une des conséquences inévitables de l'action de la mer sur son rivage : l'afflux des débris formera des atterrissements et

construira une plage avec cordon littoral bientôt couvert de dunes. En arrière de ce « lido », les eaux continentales se mélangeant avec les eaux marines formeront une lagune saumâtre (fig. 329, A).

La répétition de mouvements négatifs rapides, séparés par des poses a comme conséquence la formation de plages étagées, qui ont souvent été décrites sous le nom de « plages soulevées ».

Dans le cas où la mer a reculé plus loin que le talus de la plate-forme littorale, celle-ci apparaît entièrement exondée sous la forme

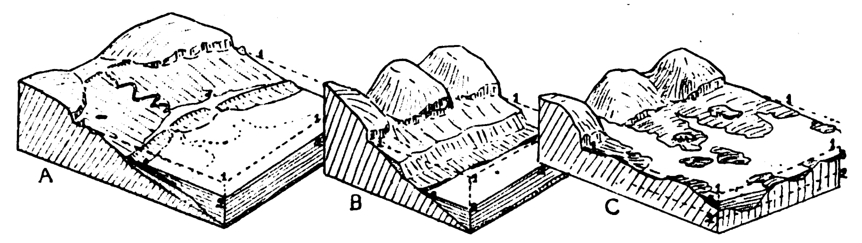


Fig. 329. — Trois cas d'évolution du littoral sous l'influence de mouvements négatifs.
A. — Mouvement négatif lent et continu (formation d'une côte plate à lido et lagune).
B. — Mouvement négatif rapide puis ralenti sur côte escarpée (formation d'une terrasse littorale).
C. — Mouvement négatif (descente du niveau 1 au niveau 2) suivi d'un mouvement positif (niveau 3). Formation d'une plate-forme littorale découpée et en partie noyée.

d'une terrasse d'une continuité surprenante. Sur une côte escarpée une pareille terrasse formera une banquette étroite (fig. 329, B), recherchée par les établissements humains. C'est le cas des terrasses littorales des côtes d'Écosse [Geikie, 13].

Les conditions sont encore plus compliquées sur les côtes de Norvège. La plate-forme basse, émiettée en presqu'îles et îlots, qui s'étend en avant des montagnes et sur laquelle se concentre toute la population, est une ancienne plate-forme littorale émergée et découpée par l'érosion continentale à la suite d'un mouvement positif, mais submergée en partie dans la suite grâce à un mouvement positif plus récent (fig. 329, C).

Influences organiques; récifs coralliens. — L'évolution littorale peut être plus ou moins modifiée par des influences biologiques. Les palétuviers, vivant sur les côtes tropicales dans les terrains salins couverts par les marées, facilitent la fixation des sables et boues littorales [Schimper, 14]. L'action des coraux est encore plus importante. C'est à l'activité de ces animaux, vivant en colonies sur les côtes ou les hauts-fonds des mers tropicales, qu'on attribue, depuis Darwin, les récifs de forme circulaire connus sous le nom d'*atoll* et ceux qui forment autour des îles une barrière à peu près continue séparée de la côte par un chenal (*récif-barrière*).

Les premiers atolls ont été découverts dans le Pacifique par les grandes expéditions de circumnavigation de la fin du XVIII[e] siècle; depuis on a reconnu que toute la poussière d'îles et de récifs du grand Océan était à peu près exclusivement formée de roches coralliennes; presque toute la Floride et les îles Bahama ont la même origine. L'extension du phénomène, son intérêt à la fois physique et biologique, l'importance attachée par les géologues à la connaissance d'un mode de formation des roches, jadis beaucoup plus répandu, ont multiplié les recherches au sujet des coraux. C'est à DARWIN [15] que revient le mérite d'avoir le premier expliqué rationnellement la forme des récifs coralliens, comme due à l'activité des polypiers vivant dans les mers tropicales. Sa théorie, reprise et étendue

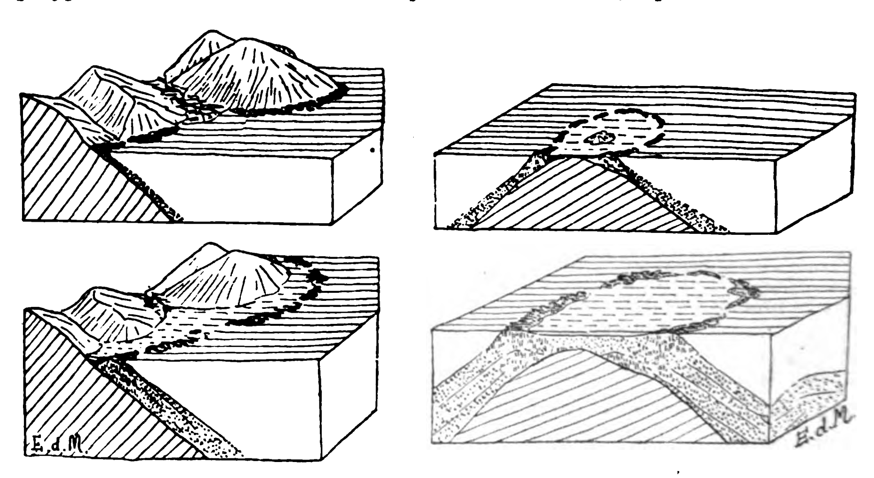


Fig. 330. — Schéma de la formation des récifs-barrière (à gauche) et des atolls (à droite), dans une région en voie d'affaissement, conformément à la théorie de Darwin.

par DANA [16], est passée dans tous les manuels, et, malgré les attaques répétées dont elle a été l'objet, elle mérite encore d'être prise en considération. On avait d'abord expliqué la forme circulaire des atolls en leur supposant un soubassement volcanique. Le fait capital mis en lumière par Darwin est l'épaisseur considérable des formations coralliennes, qui s'étendent au-dessous de la zone où vivent les coraux. Ce fait ne peut s'expliquer que par un affaissement lent du sol, compensé par la croissance des coraux, qui se maintiennent au voisinage de la surface. Les formes des atolls, aussi bien que celles des récifs-barrière, se déduisent aisément de cette supposition, comme le montre la figure 330.

Le succès de cette théorie ne tarda pas à éveiller les critiques des spécialistes. Des zoologistes, comme SEMPER [18], des océanographes comme MURRAY [17] mettent en doute l'affaissement du Pacifique. D'après Murray, les coraux s'établissent sur des hauts-fonds, lentement exhaussés par la précipitation chimique des calcaires dissous dans les eaux chaudes. La forme des atolls s'explique par la dissolution à l'intérieur et l'accroissement plus rapide de la périphérie. AGASSIZ [19] arrive à une conception encore plus strictement physique : les formes des récifs sont dues à l'érosion marine et éolienne; les régions coralliennes sont plutôt en voie de soulèvement que d'affaissement; les formations actuelles sont en somme très peu

importantes. D'après VŒLTZKOW [22], on pourrait aller plus loin, et tous les récifs coralliens seraient fossiles. L'intérêt éveillé par ce conflit d'opinions a été si vif en Angleterre qu'une expédition a été organisée pour faire un

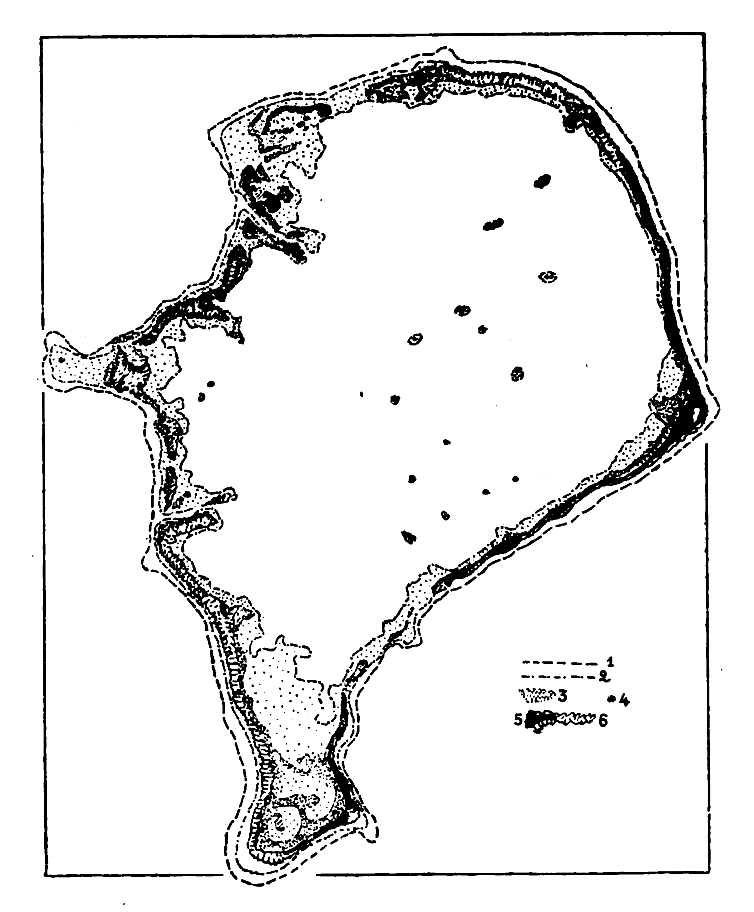


Fig. 331. — Funafuti. Type d'atoll complexe présentant une grande épaisseur de formations coralliennes, d'après la carte marine anglaise n° 2 983. — Echelle 1 : 110 000.

1 et 2, courbes des profondeurs de 10 et 100 brasses (environ 20 et 200 m.); 3, fonds sableux découverts aux basses mers; 4, écueils isolés dans la lagune; 5, îlots constamment émergés et couverts de végétation; 6, fonds rocheux découvrant à chaque marée.

forage à l'atoll de Funafuti (fig. 331) et vérifier jusqu'à quelle profondeur vont les couches de calcaire corallien [21].

Essayons de dégager les faits acquis et les conclusions les plus probables.

Conditions physiques et biologiques de la formation des reliefs coralliens. — La part des coraux dans la construction des atolls et des récifs-barrière, si elle a peut-être été exagérée, est cependant certaine. On sait que ces animaux sont des *anthozoaires* sécrétant en abondance le calcaire, qui leur forme une gaine protectrice, et vivant généralement en colonies.

D'autres animaux à test calcaire leur sont généralement associés et contribuent pour une part importante à la formation des calcaires coralliens. Ce sont des mollusques à coquille épaisse (*Tridacnes*, huîtres perlières), des oursins à grands piquants (*Cidaris*), des algues calcaires, qui forment un revêtement compact sur la face externe des récifs. Les éponges calcaires jouent aussi un certain rôle. Enfin Agassiz a signalé récemment l'existence de récifs miniatures, dus à des vers sécréteurs de calcaire (*Serpulines*).

L'existence de coraux est cependant la condition première de la formation des récifs. Cette existence est liée à des conditions de profondeur et de température. Darwin croyait que les coraux ne peuvent vivre que jusqu'à 30 m.; d'après les dernières recherches, ils pourraient aller jusqu'à 80 m. On ne connaît pas de coraux en dehors de la zone où la température de surface de la mer est inférieure à 20°. Cette constatation semble peu favorable à la théorie expliquant les formes des récifs par l'érosion seule.

Les conditions biologiques de la vie des coraux ne dépendent pas seulement de la température, mais aussi de la pureté de l'eau; d'où l'interruption des récifs-barrière aussi bien que des récifs frangeants près des embouchures de rivières apportant des vases. Une certaine agitation leur est favorable, mais des courants violents empêchent la formation de colonies étendues. Certains auteurs sont portés à expliquer la plupart des particularités des récifs coralliens par l'action des courants [SEMPER, 18].

La nutrition même des coraux n'a été étudiée que depuis peu de temps [KRAEMER, S. KENT, 20]. Elle se fait aux dépens de cette poussière vivante (algues, protozoaires et larves de toute espèce), qui flotte dans les couches superficielles de l'Océan et à laquelle on a donné le nom de *Plankton* (cf. 5e Partie, chap. IV). On comprend par suite l'importance de la pureté de l'eau et de son renouvellement constant par l'agitation des vagues.

Les travaux les plus récents tendent à prouver que l'œuvre des agents d'érosion est au moins aussi importante que celle des agents constructeurs dans la formation des récifs. Le choc des vagues brise les ramuscules des coraux, les valves des mollusques et les carapaces calcaires des autres animaux commensaux. L'édifice est constamment détruit tandis qu'il s'élève. Mais en même temps il se consolide. Les menus débris bouchent les vides entre les ramifications capricieuses des arbustes coralliens. Les eaux sursaturées par le calcaire dissous le précipitent et achèvent de consolider l'édifice. En même temps les débris les plus grossiers s'étalent sur les bords des hauts-fonds, en formant un talus sous-marin, qui se consolide peu à peu, et donne l'illusion d'une grande épaisseur de calcaire corallien.

Les sables calcaires résultant de la trituration des débris non encore consolidés sur la plage sont emportés par le vent, quand la basse mer les laisse à découvert; ils forment des dunes, que les infiltrations peuvent ensuite consolider. D'après Agassiz, ces formations éoliennes auraient une grande importance dans les Bermudes.

Diversité de forme et d'âge des récifs coralliens. — La conclusion la plus nette qui ressort de ces controverses est qu'il existe des récifs coralliens de forme et d'âge différents. Tous les atolls ne sont pas circulaires, il en est de forme elliptique, plus ou moins régulière (fig. 331). Dans le même groupe d'îles, on peut trouver à la fois des récifs frangeants, des récifs-barrière et des atolls (fig. 332).

Il est certain que toute l'épaisseur des formations coralliennes n'a pas été formée dans la période actuelle. Agassiz a pu établir l'âge tertiaire des calcaires sur lesquels reposent les colonies vivantes de certains récifs. Il est possible qu'à l'époque tertiaire se soient produits des affaissements susceptibles d'expliquer, suivant la théorie de Darwin, les grandes épaisseurs de calcaires coralliens, pour lesquelles il faut avouer qu'on n'a pas trouvé d'autre explication plausible. Mais tous les faits morphologiques semblent indiquer au contraire un soulèvement dans la plupart des régions coralliennes actuelles.

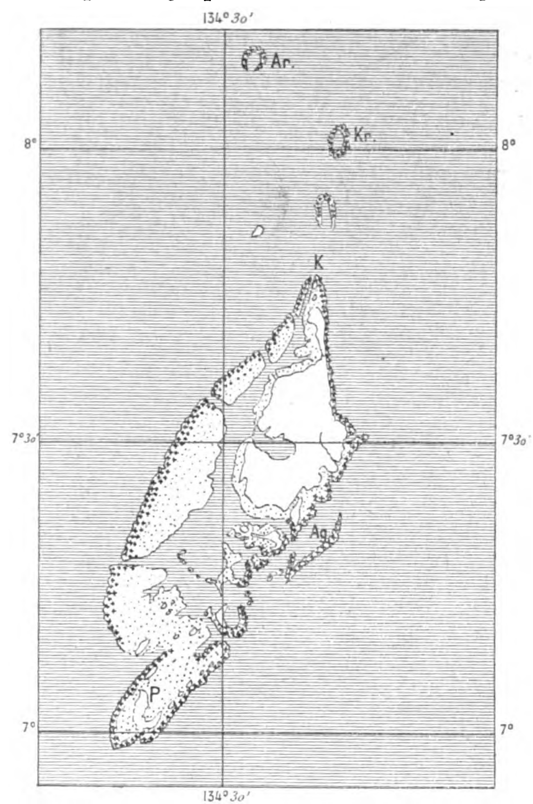


Fig. 332. — Les îles Palaos (Océan Pacifique) d'après Semper. Type d'archipel réunissant toutes les variétés de récifs coralliens.

Trois atolls au Nord (Ar. = Aruangel, Kr. = Kreiangel); récifs frangeants au N.-E. de la grande île, près de Kavasah (K); récifs-barrière au Sud (Ag. = Passage d'Aingot, P. = île Peleliu).

Un autre facteur dont il ne semble pas qu'on ait songé à tenir compte, est le refroidissement quaternaire, sensible même dans la zone chaude, comme le prouvent les traces glaciaires des montagnes équatoriales (cf. chap. VIII). Ce refroidissement a pu arrêter, vers les limites de leur zone actuelle, l'extension des colonies coralliennes. Ainsi s'expliqueraient peut-être les caractères particuliers des Bermudes, de l'extrémité Sud de la Grande Barrière australienne, et d'un certain nombre d'autres points où l'on a certainement affaire à d'anciens récifs morts ou à peine renaissants.

Les formes des récifs coralliens sont plus complexes qu'on ne le croyait d'abord. Il y a dans la plupart des régions de récifs-barrière plusieurs étages d'anciennes barrières ou d'anciens récifs frangeants,

indiquant des submersions et des émersions successives. C'est notamment ce que Vœltzkow a montré dans l'océan Indien [22]. Il peut y avoir des récifs-barrière vivants et il peut y en avoir de morts. Ces derniers paraissent marqués par des déformations dues à l'influence de l'érosion littorale, une tendance à la régularisation du contour et la formation de flèches allongées. Cette déformation existe même dans certains récifs vivants et montre combien l'action des courants est importante. Ainsi la ligne des *keys* de la Floride se rapproche

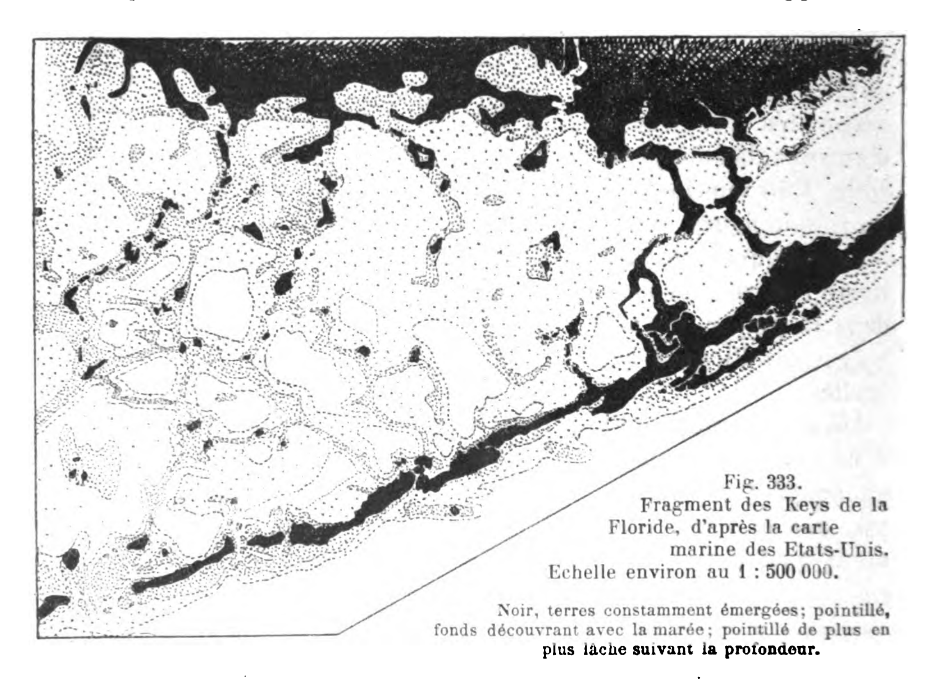


Fig. 333.
Fragment des Keys de la Floride, d'après la carte marine des Etats-Unis.
Echelle environ au 1 : 500 000.

Noir, terres constamment émergées; pointillé, fonds découvrant avec la marée; pointillé de plus en plus lâche suivant la profondeur.

de la forme d'une digue en crochet. Derrière cette digue, la terre ferme se développe rapidement, par un processus de sédimentation chimique et mécanique autant que biologique. Les palétuviers contribuent à fixer les vases et les sables coralliens. Mais la disposition en cellules de cette terre en formation (fig. 333) trahit bien son origine première. Toute la Floride méridionale s'est formée par le même processus depuis l'époque quaternaire.

En résumé, les récifs coralliens sont de formes et d'âge différents. Il en est de fossiles, en voie de transformation; il en est de vivants. Certaines formes s'expliquent par des affaissements et des soulèvements répétés. En général, l'affaissement amène une croissance rapide en hauteur, le soulèvement au contraire un accroissement en surface. Ce dernier cas paraît être réalisé en Floride.

Principaux types de côtes. — Après avoir étudié tous les facteurs de l'évolution des formes littorales, on peut essayer de reconnaître les principaux types de côtes.

Si les mouvements positifs impriment toujours aux côtes des caractères foncièrement différents de ceux qui sont dus aux mouvements négatifs, il ne semble pas qu'on puisse voir là le principe d'une véritable classification. Le recul de la mer donne partout à peu près les mêmes formes; tandis que son avancée crée des côtes très variées suivant la nature de la topographie continentale submergée. La considération de cette topographie fournit la base la plus solide à une classification génétique des côtes.

Nous distinguerons, en nous plaçant à ce point de vue, les côtes des plaines littorales et des régions non disloquées du même genre; — les côtes des régions à architecture plissée plus ou moins montagneuses; — les côtes des massifs anciens arasés à relief rajeuni; — les côtes des régions à dislocations tabulaires. Les côtes des régions où le modelé glaciaire est prépondérant méritent, malgré les conditions variées d'architecture et de relief qui peuvent s'y présenter, d'être envisagées à part.

Côtes des pays de plaines. Côte à lido et lagunes, côte à estuaires. — Les plaines côtières, généralement formées dans des conditions de stabilité ou à la suite d'un mouvement positif assez lent, offrent le type de côte le plus simple. La stabilité de la ligne du rivage permet aux sables littoraux, poussés par les vagues, de former une plage avec cordon littoral, ou *lido*, très continu, coupé seulement de quelques passes étroites; en arrière s'étale une suite de lagunes allongées, qui se colmatent rapidement, mais peuvent être submergées occasionnellement à la suite de tempêtes coïncidant avec de grandes marées.

Ces côtes inhospitalières ont été pourtant, en Europe, recherchées par l'homme, qui, en désséchant les lagunes et en consolidant le cordon littoral, a réussi à annexer au continent des terres fertiles. L'exemple de la Flandre, de la Hollande et des Marschen de l'Allemagne est bien connu. Sur la côte de l'Adriatique, au voisinage du delta du Pô, les Italiens sont en train de réaliser une semblable conquête sur la mer.

Une grande partie de la côte du golfe de Guinée en Afrique représente l'état naturel d'une côte de plaine littorale avec lido et lagunes. Il en est encore de même sur les rivages du golfe du Mexique dans le Texas, l'Alabama et même sur la côte atlantique de la Floride aux États-Unis. Plus au nord les côtes des Carolines offrent des conditions plus complexes.

Une stabilité prolongée du rivage est relativement rare. Le cas est assez fréquent d'une plaine littorale où se reconnaissent les effets

de deux mouvements contraires : un mouvement négatif qui a permis à l'érosion de creuser des vallées ramifiées dans la plaine exondée, et un mouvement positif, qui a permis à la mer d'avancer dans les dépressions façonnées par l'érosion continentale. Le résultat est une côte à baies très ramifiées avec un grand nombre de petites îles basses; telle la côte de Maryland aux États-Unis, qui peut être prise comme type de la *côte à estuaires*.

Ce genre de côtes est très favorable aux établissements humains. Les estuaires sont des voies de communication naturelles et abritent, aux États-Unis, une population maritime active. Mais cette situation répond à un état de jeunesse évidemment transitoire. On voit bientôt les îles changées en presqu'îles, les petites baies fermées par des plages avec cordon et lagune tandis que les promontoires sont attaqués et reculent en formant de petites falaises. Une barre se forme à l'entrée de chaque estuaire, et finit par affleurer en ne laissant qu'un ou deux passages libres; l'estuaire devient une lagune ramifiée, qui pourra se combler lentement. L'aspect se rapproche de plus en plus de la *côte à lido*. Les côtes de la Caroline aux États-Unis, parties évidemment d'un aspect semblable à celui du Maryland, sont déjà très avancées dans cette transformation avec leurs *sounds* qui sont d'anciennes baies. La côte des Landes en France paraît avoir en partie suivi la même évolution, ainsi que celle du Bas-Languedoc. On peut en rapprocher encore la côte Nord-Ouest de la Mer Noire avec ses *Limans*, qui sont des baies fermées comparables pour leur origine aux sounds américains, mais dont l'aspect est différent, en partie à cause de l'absence de marées, en partie à cause d'un colmatage moins avancé.

Régions plissées. — Côte à chenaux, côte à anses. — L'invasion de la mer dans une région plissée à relief assez accentué donne nécessairement une côte découpée; les vallées longitudinales deviennent des golfes ou des détroits allongés, les reliefs orientés dans le sens du plissement donnent des presqu'îles ou des îles. Mais l'aspect d'ensemble peut être différent suivant que l'avancée de la mer se fait parallèlement ou normalement aux plis et aux reliefs qui y sont coordonnés. La côte dalmate offre le meilleur exemple du premier cas (fig. 334), avec ses îles allongées, ses chenaux appelés *canali* et ses golfes appelés *valloni*. Les avantages de ce type de côte sont évidents : la navigation est facile dans les *canali ;* les ports et les villes sont toujours établis sur la côte tournée vers l'intérieur.

Si l'affaissement s'arrête, l'alluvionnement littoral peut prendre l'avantage et l'évolution vers la maturité se dessine. Les îles sont soudées au continent, les valloni sont barrés, des lagunes s'y forment, bientôt comblées, les fleuves peuvent même prendre l'avantage et former des deltas. C'est ce qu'on observe au sud de Scutari. Durazzo est établi sur un tombolo. Les îles allongées sont

enveloppées dans les plaines alluviales qui se développent et s'avancent même à l'embouchure des fleuves.

Le cas où la mer s'avance perpendiculairement aux plis et aux

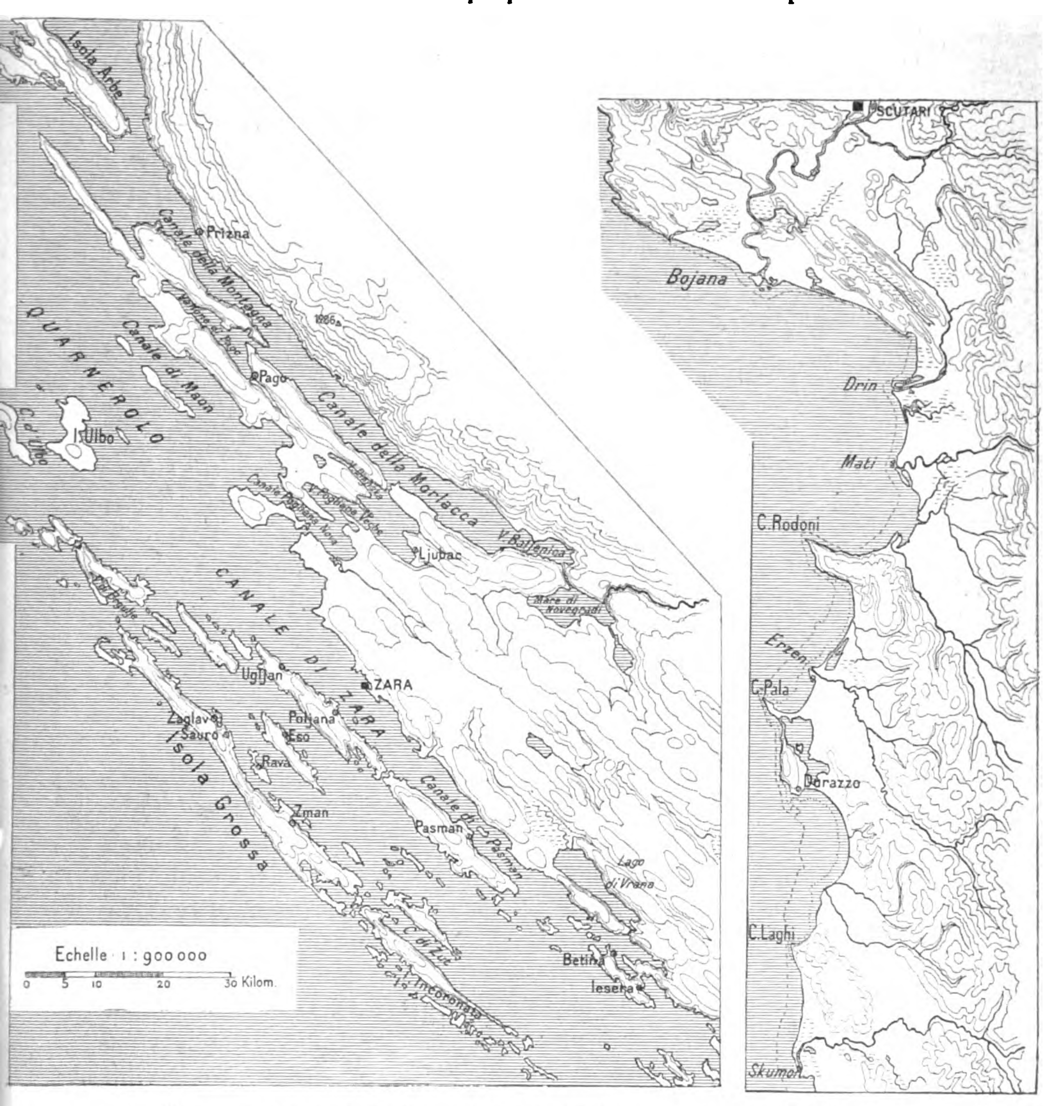


Fig. 334. — La côte dalmate, d'après la Carte de l'Europe centrale au 1 : 200 000.
A gauche, côte à valloni jeune. — A droite, côte du même type évoluée vers la maturité.

reliefs qui en résultent est réalisé sur la côte occidentale de la Bretagne (Finistère). Il en résulte la formation d'anses profondes et de pointes rocheuses s'avançant très loin. La mer attaque furieuse-

ment ces pointes et les résout en îles et en récifs dangereux. Les anses tendent au contraire à être comblées.

L'évolution est plus avancée sur la côte occidentale de l'Asie Mineure, où se présente le même type de côtes. Les anses sont pour la plupart comblées et l'on voit même s'y former des deltas.

Côtes des massifs anciens rajeunis. — Côte à rias. — Une ancienne chaîne de montagnes réduite à l'état de pénéplaine et soumise à un nouveau cycle d'érosion présente des vallées étroites et encaissées dans un plateau uniforme, où affleurent souvent des

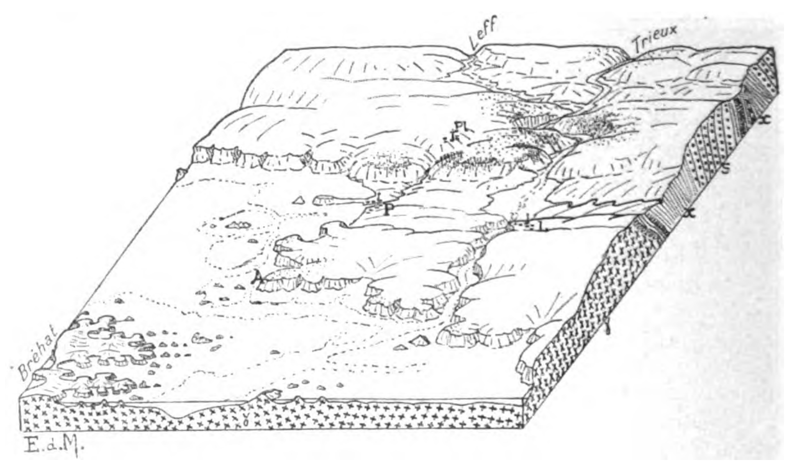


Fig. 335. — Diagramme de la côte à rias du Trégorrois (Bretagne).
γ, granite; x schistes; s, grès armoricain.

roches cristallines comme le granite. Les bandes de couches moins résistantes peuvent être excavées par le nouveau cycle d'érosion et former des dépressions allongées (voir chapitre VII). Que la mer envahisse une région arrivée à ce stade, elle formera des golfes étroits le long des vallées encaissées, se ramifiant et s'élargissant seulement dans les dépressions correspondant aux bandes de roches relativement meubles [E. de MARTONNE, 4, 10]. Ce sont ces golfes qui sont appelés *Rias* sur la côte de Galicie, *Rivières* ou *Aber* en Bretagne. Le granite affleurant souvent sur la côte est très décomposé et se laisse débiter en une multitude d'îlots caractéristiques des côtes à rias. C'est ce qu'on peut observer parfaitement sur la côte du Trégorrois. Les rias se prolongent généralement dans la plate-forme continentale par des rivières sous-marines, indiquant nettement que le domaine du modelé continental s'est étendu beaucoup plus loin à une époque récente (fig. 335).

Les côtes à rias sont assez répandues en dehors de l'Europe, notamment dans la Chine méridionale. Leur évolution vers la maturité est

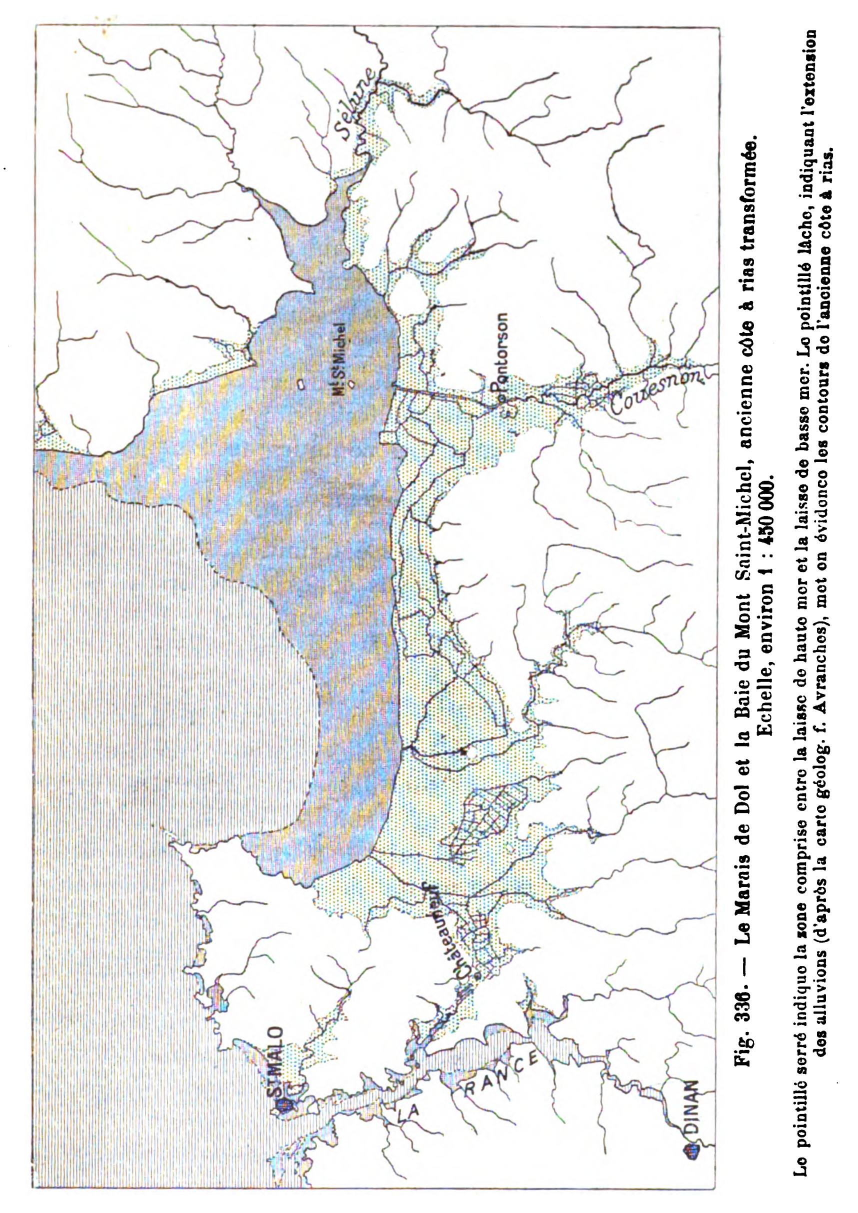


Fig. 336. — Le Marais de Dol et la Baie du Mont Saint-Michel, ancienne côte à rias transformée. Echelle, environ 1 : 450 000.

Le pointillé serré indique la zone comprise entre la laisse de haute mer et la laisse de basse mer. Le pointillé lâche, indiquant l'extension des alluvions (d'après la carte géolog. f. Avranches), met en évidence les contours de l'ancienne côte à rias.

assez lente; elle dépend de l'importance des rivières, du jeu plus ou moins libre des marées et de la forme d'ensemble des côtes. Ainsi la côte méridionale de la Bretagne est déjà assez notablement trans-

formée grâce aux apports de grands fleuves comme la Vilaine et la Loire, des îles y sont soudées au continent (Quiberon, Saint-Louis), des pointes triangulaires se dessinent (pointe de Mousterlin), des baies sont barrées et changées en lagunes. Le fond du golfe de Saint-Malo, ancienne côte à rias, est arrivé déjà à la sénilité : derrière une digue en épi s'est formée une lagune, maintenant devenue le marais de Dol (fig. 336).

Côtes des régions d'effondrement et des régions volcaniques. — Les effondrements tectoniques et le volcanisme qui les accompagne impriment au littoral un cachet particulier. Au début, les formes dépendent exclusivement du réseau des cassures. Les côtes de Grèce en sont l'exemple le plus frappant. Les îles sont nombreuses, mais relativement assez grandes. Le premier effort des actions littorales se porte vers le comblement des golfes en formant des barres, des plages et des plaines alluviales. Les contours du Péloponèse sont déjà quelque peu simplifiés.

Au Japon et sur la côte méridionale de l'Italie, des effondrements de forme semi-circulaire paraissent avoir déterminé le contour primitif, compliqué par l'édification de grands cônes volcaniques. La sédimentation est favorisée par les apports éruptifs et la côte italienne actuelle ne rappelle plus que de loin le contour primitif.

Côtes des régions glaciaires. — L'empreinte du modelé glaciaire sur les formes littorales a été déjà signalée. En un grand nombre de points, les glaciers quaternaires sont descendus jusqu'à la mer et la calotte glaciaire s'est même étendue sur les îles. Des mouvements d'ensemble du sol ont précédé et suivi le retrait des glaces, en sorte que la jeunesse du littoral est un fait général, précisément dans les anciennes régions d'Inlandsis. Aussi ne doit-on pas s'étonner de trouver des formes de côtes presque exclusivement déterminées par l'influence des glaciers continentaux.

Ces formes diffèrent, suivant qu'on considère les régions, généralement plus ou moins montagneuses, où l'érosion glaciaire a surtout laissé des traces, — et celles, généralement basses, où les effets d'accumulation sont prédominants.

Côte à fiords. — Les côtes des régions d'érosion glaciaire sont caractérisées par des baies étroites et généralement très ramifiées. Leurs rives sont formées par des escarpements presque verticaux, qui se prolongent sous l'eau jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres (Sognefiord, 1 240 m.). C'est à ces golfes, for-

mant une dentelure délicate à toute la côte norvégienne, qu'est donné le nom local de *fiord*, étendu souvent à tort à des formes entièrement différentes.

La morphologie et la topographie sous-marines des fiords norvégiens nous sont maintenant assez connues, pour qu'aucun doute ne soit possible sur leur origine [27 à 30]. Ce sont des vallées glaciaires submergées. Le surcreusement est évident. Les vallées secondaires, qui débouchent au-dessus du plan d'eau, précipitent leurs eaux en cascades ou par des gorges, comme les vallées suspendues alpines (voir pl. XXIX, A). Celles qui débouchent au-dessous du plan d'eau sont également isolées et forment des bassins à part. L'examen des fonds montre partout une succession d'ombilics et de seuils élevés, qui se prolongent d'un côté sur la plate-forme littorale en un réseau de vallées sous-marines, et de l'autre sur la terre ferme par une série de bassins lacustres étagés. Les îles, qui fourmillent sur la côte à fiords, sont entourées de tous côtés par des vallées sous-marines, comme les massifs montagneux encore émergés sont souvent entourés de ramifications de fiords, ou de vallées lacustres. Les plus petites sont des roches moutonnées, à la surface d'une ancienne plate-forme littorale émergée et recouverte par la calotte glaciaire au moment de sa plus grande extension.

Les fiords se retrouvent partout où ont été réalisées les mêmes conditions géologiques. D'après Nordenskjöld [28], la côte méridionale de la Patagonie et la Terre de Feu sont les plus riches régions de fiords du monde. La côte Sud de l'Alaska, toute la côte du Groenland et du Labrador, une grande partie de celle de l'Islande et de Terre-Neuve sont des côtes à fiords typiques. D'après Penck, l'étendue des côtes à fiords peut être évaluée à 30 000 kilomètres.

On remarque naturellement une certaine variété de types. L'influence de la nature des roches et de la tectonique doit être sensible sur d'anciennes vallées continentales modelées par les glaciers et envahies par la mer. Dans les régions de couches horizontales, les fiords sont relativement larges et peu ramifiés (Norvège septentrionale, Discobay au Groenland). Dans les roches granitiques, ils sont au contraire étroits et finement découpés comme les rias (Groenland occidental, Nouvelle-Zélande). Dans les régions plissées, ils présentent un réseau de chenaux parallèles rappelant les côtes du type dalmate (Alaska, Patagonie, partie de la Norvège).

Côte à skier. — On appelle *Skier* dans la Suède méridionale des golfes très découpés, accompagnés d'un fourmillement d'îles, déchiquetant une côte basse. La côte Finlandaise, une partie de celle de l'Islande, la côte du Maine aux États-Unis appartiennent au même type. Ce sont des régions voisines de l'extrémité des grandes calottes

Fig. 337. — Les *Skier* de la côte suédoise, près de Stockholm, d'après la carte suédoise au 1 : 100 000.

glaciaires quaternaires. Les effets d'accumulation y tendent à prédominer. Un coup d'œil jeté sur la topographie continentale montre quelle confusion extrême en résulte (fig. 337). La montée des eaux marines doit donner un dédale d'îlots, tantôt rocheux, tantôt morainiques. Roches moutonnées, *drumlins*, vallum de moraines frontales, digues d'*oesars* ou d'*eskers*, se trahissent en îles ou presqu'îles enchevêtrées avec des golfes ramifiés à l'infini, que prolongent des lacs semés eux-mêmes d'îles. Le morcellement du littoral est poussé encore plus loin que dans les côtes à fiords.

L'invasion marine est un fait si récent, que les transformations par érosion littorale sont en général aussi peu sensibles que dans les côtes des régions glaciaires. Cependant quand les dépôts morainiques dominent, on constate une tendance à la régularisation, surtout dans les mers continentales. Tel est le cas pour la côte prussienne avec ses *Haffen*. La côte méridionale de la Nouvelle-Angleterre est à un stade moins avancé ; cependant on y remarque déjà des traits de maturité : le contour régulier de l'île de Nantucket est dû à l'érosion, et ses deux pointes marquent une tendance à se souder au continent [Gulliver, 31]. Le cap Cod, avec sa forme en crochet, témoigne d'une évolution encore plus avancée [32].

Les îles isolées. — Nous n'avons pas fait une place à part aux îles dans la classification des formes littorales. Les grandes îles sont en effet de petits continents, dont la forme dépend des conditions du modelé continental et des mouvements généraux de la lithosphère. Les petites îles sont des formes dont la nature et la disposition dépendent, comme on l'a vu, de l'évolution de la côte à laquelle elles sont associées.

Il existe cependant des groupes de petites îles complètement isolées. Les unes sont d'origine volcanique, les autres d'origine corallienne. Sans admettre que la forme des atolls soit toujours due, comme le croyaient les premiers observateurs, au couronnement d'un cratère sous-marin, il semble probable que le soubassement de la plupart des atolls du Pacifique soit d'origine volcanique.

Les îles volcaniques isolées sont généralement des cratères, souvent égueulés (îles-rades du type Saint-Paul). Mais elles se groupent fréquemment en formant des sortes de festons, particulièrement frappants sur la côte Pacifique de l'Asie orientale. D'après Richthofen [33], ces guirlandes insulaires sont en rapport avec des dislocations tectoniques importantes, dont les tremblements de terre du Japon sont les derniers tressaillements. La disposition grossièrement paral-

lèle des lignes de hauts-fonds, surmontées d'îles dans le Pacifique, semble indiquer aussi des mouvements du sol [16. 34].

Les îles isolées n'échappent pas à la transformation par l'érosion marine. Mais leur étude ne présente qu'un faible intérêt, car, à moins d'un soulèvement assez rapide, elles sont destinées à disparaître rapidement. La seule exception est fournie précisément par les récifs de coraux qui semblent se maintenir contre l'érosion, grâce à leur croissance rapide dans les eaux chaudes, pures et agitées. C'est l'exemple le plus frappant des influences organiques sur la morphologie terrestre.

---

1. — STEVENSON (TH.). On the destructive effects of the waves on the NE. shores of Scotland. *Proc. R. Soc. Edinburgh*, IV, 1856-58, p. 200.

2. — PRUVOT (G.). Essai sur les fonds et la faune de la Manche occidentale (côte de la Bretagne) comparés avec ceux du golfe du Lion. *Arch. Zool. expérimentale* (3), V, p. 511-616, pl. 21-26, 1897.

3. — NANSEN (Fr.). The Norwegian North Polar expedition. Scientifics results, t. IV. The bathymetrical features of the N. Polar seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of shore line. Christiania, 1904. In-4°, 231 p., 29 pl.

4. — MARTONNE (E. de). La pénéplaine et les côtes bretonnes. *A. d. G.*, XV, 1906, p. 213-236 et 299-328.

5. — RICHTHOFEN (Fr. von). Führer für Forschungsreisende, p. 286-442.

6. — GULLIVER (F. P.). Dungeness Foreland. *G. J.*, IX, 1897, p. 536-546.

7. — GULLIVER (F. P.). Shoreline topography. *Proc. Amer. Ac. Arts Sc.*, XXXIV, 1898-99, p. 149-255.

8. — CREDNER. Die Deltas. *P. M. Erg.*, n° 56, 1878.

9. — SUPAN (A.). Grundzüge der physischen Erdkunde. 4e édit., 1906.

10. — MARTONNE (E. de). Le développement des côtes bretonnes et leur étude morphologique. *Trav. laborat. de G. Université de Rennes*, n° 1, 1903, 17 p.

11. — SUESS (Ed.). La face de la terre, trad. sous la direction de Emm. de Margerie, sp. t. II, chap. VIII à XIV.

12. — SPENCER (J. W.). Submarine valleys of the American coast and in the N. Atlantic. *Bul. Geol. Soc. America*, XIV, 1903, p. 207-226, pl. 19-20 (Cf. Reconstruction of the Antillean continent, *ibid.*, VI, 1895, p. 103-140).

13. — GEIKIE (J.). The scenery of Scotland. Londres, 1887. 2e éd. In-8°.

14. — SCHIMPER (A. F. W.). Die indomalaysche Strandflora. *Bot. Mit. aus den Tropen*, Heft 3, 1891 (Cf. Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage, ch. VI).

15. — DARWIN (Ch.). Structure and distribution of coral reefs. London, 1842. — Trad. fr., Paris, 1878. In-8°, 339 p., 3 pl., cartes.

16. — DANA (J.). Coral and coral islands. London, 1890. 4e édit., in-8°, 440 p., 16 pl.

17. — MURRAY (J.). Structure, origin and distribution of coral reefs and islands. *Nature*, XXXIX, 1888-89, p. 424-428; XL, 1889, p. 222.

18. — SEMPER (K.). Die natürlichen Existenzbedingungen der Tiere, t. II. Leipzig, 1880, chap. VIII. Die Bildung der Korallenriffe auf den Palaos im Stillen Ocean.

19. — AGASSIZ (A.). Three cruises of the Blake. *Bul. Mus. comp. Zool. Harvard*

College, XIV, 1888 (Cf. The elevated reef of Florida. *Ibidem*, XXVIII, 1896, p. 29-51, 17 pl.; — A reconnaissance of the Bahamas and of the elevated reefs of Cuba. *Ibid.*, XXVI, 1894, p. 108-136).

20. — Kent (Saville). The great Barier reef of Australia, its products and potentialities. London, 1893. In-4°, xxiii + 387 p., 64 pl., carte.

21. — Langenbeck (R.). Das Atoll Funafuti. *P. M.*, XLIII, 1897, p. 190. — Cf. David. Funafuti. London, 1899. In-8°; — Gardiner. The coral reefs of Funafuti, Rotuma and Fiji, *Proc. Cambridge Philosophical Soc.*, IX, 1898, p. 417-503.

22. — Vœltzkow (A.). Forschungen über Korallenriffe. *G. Anzeiger,* 1907, p. 1-8 (Cf. Berichte über eine Reise nach Ost-Afrika zur Untersuchung der Bildung und des Aufbaues der Riffe und Inseln des Indischen Ozeans. *Z. Ges. f. Erdkunde*, 1903, p. 560; 1904, p. 274 et 426; 1905, p. 285).

23. — Caullery (M.). Les récifs coralliens. *A. d. G.*, IX, 1900, p. 1-16, 193-210 (résumé des travaux récents).

24. — Hahn (F.). Inselstudien. Leipzig, 1883. In-8°, 208 p., 1 carte.

25. — Weule (K.). Beiträge zur Morphologie der Flachsküsten. *Dis.*, Leipzig, 1891. In-8°, 46 p., 1 pl., cartes.

26. — Shaler (N. S.). Geological history of harbours. *U. S. Geol. Surv. XIIIth An. Rep.*, 1891-92, part. 2, p. 93-209, pl. 21-45.

27. — Dinse (P.). Die Fjordbildungen, ein Beitrag zur Morphologie der Küsten. *Z. Ges. f. Erdkunde Berlin*, XXIX, 1894, p. 189-259, pl. 4-6.

28. — Nordenskjöld (O.). Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. *Bul. Geol. Instit. University of Upsala*, IV, 2, 1899, p. 157-225, 2 cartes.

29. — Martonne (E. de). Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. *A. d. G.*, X, 1901, p. 289-294.

30. — Richter (G.) (Bibliogr., 4e partie, chap. ix, n° 38). Davis (4e partie, chap. ix, n° 29.)

31. — Gulliver (F. P.). Nantucket shoreline. *Bul. Geol. Soc. America*, XV, 1904, p. 507-522, pl. 48-51.

32. — Allorge (M.). Esquisse géographique du Cap Cod. *A. d. G.*, XV, 1906, p. 443-448.

33. — Richthofen (Fr. von). Geomorphologische Studien aus Ostasien. III. Die morphologische Stellung von Formosa und den Riu-kiu Inseln. *Sitzber. K. Preus. Ak. d. Wiss. Berlin*, XL, 1902, p. 944-975, pl. 3. — V, Gebirgskettungen im Japanischen Bogen, *ibidem*, XL, 1903, p. 892-918.

34. — Arldt (Th.). Der Parallelismus der Inselketten Ozeaniens. *Z. Ges. für Erdkunde Berlin*, 1906, p. 323-346, 385-404, carte.

35. — Toniolo (A. R.). Sulle variazione di spiaggia a foci d'Arno dalla fine del sec. XVIII ai nostri giorni. Pisa, 1910, in-8°, 93 p. (Cf. A. de Toni. Studi geologici e morfologici sul Lido di Venezia. Venezia, 1912, in-8°, 41 p., 3 pl.).

36. — Cornaglia (P.). Sul regime delle spiagge e sulla regolazione dei porti. Torino, 1901.

37. — Braun (G.). Entwicklungsgeschichtliche Studien aus europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen. *Veröff. Inst. f. Meereskunde*, n° 15, Berlin, 1911, in-8°, 174 p., 9 pl.

CARTES A CONSULTER

N. B. — Outre les cartes topographiques déjà citées (liste des abréviations au chap. I, p. 393), on renvoie ici aux Cartes marines françaises (*Fr. Carte marine*), anglaises (*Eng. Admiralty M.*), allemande (*D. R. Marine Amt*), et des États-Unis (*U. S. Coast Survey*). Ces cartes sont à des échelles diverses, sauf celles du Coast Survey généralement au 1 : 80 000. L'échelle est indiquée lorsque la feuille citée en porte l'expression numérique.



Régularisation, Tombolo, Crochets, etc. — *France, 80 000* : 103 Quiberon, 248 Toulon SW.

Fr. Carte marine : Côte ouest de France, n° 132 de Port-Louis à Quiberon, n° 156 Pertuis Breton et Ile de Ré.

France, 500 000 : f. I et II.

Tunisie, 50 000 : 57 Monastir, 7 Porto Farina, 13 Anana, 14 La Marsa, 20 Tunis, 21 La Goulette.

Tunisie, 200 000 : IX Sousse.

Autriche, 200 000 : Papa, Stuhlweissemburg, Ancona.

États-Unis, 62 500 : Michigan, Marquette.

Admiralty M. : 3 658 Formosa N., — 1 070 Australia East Coast, Port Stephens 1 : 29 100, — 1 017 Australia East Coast sh. I, — 2 657 Japan S. Coast.

U. S. Coast Survey : 110 Cape Cod Bay, 146 Ocracoke Inlet to Beaufort N. Carolina, 150 Masonbaro Inlet to Shallote Inlet, 161 Cape Canaveral, 183 Appalachicola Bay to Cape San Blas, 356 Block Island, 357 Boston Harbour.

Lagunes. — *France, 200 000 :* 73 Montpellier, 72 Carcassonne, 78 Perpignan.

France, 80 000 : 255 Perpignan NW., 213 Montpellier NW. et SW.

Fr. Carte marine : 156 Pertuis Breton.

Allemagne, 100 000 : 61, 62, 63.

Allemagne, 500 000 : f. 4, 5.

D. R. Marine Amt. : Ostsee, Danziger Bucht und Frisches Haff, 1 : 150 000.

U. S. Coast Survey : Pamplico sound, Middlesheet (Ocracoke Inlet).

Deltas. — *France, 200 000 :* Montpellier 73.

France, 80 000 : 73 Arles, 233 Montpellier SE., 246 La Couronne NW. et SE.

Tunisie, 50 000 : 7 Porto Farina.

Autriche, 200 000 : Verona 29-45, Venedig 30-45.

Italie, 100 000 : 51 Venezia, 52 Piave, 65 Adria, 64 Rovigo, 77 Comacchio, 76 Ferrara, 69 Ravenna, Triest.

États-Unis, 62 500 : Louisiana : West Delta, East Delta, Forts.

U. S. Coast Survey : 194 Mississipi River from the Passes to Grand Prairie.

Côte à Rias. — *France, 200 000 :* Granville, Lannion.

Fr. Carte marine : Côte Nord-Ouest de la France, n° 831-832, 950, 966, 967.

Service géographique de l'armée (*Paris*). Carte d'Asie 1 : 1 000 000, feuille Pékin (Shantoung).

Admiralty M. : 913 Yellow Sea W. Coast of Corea, 3 366 S. Coast of Corea, 1 017 E. Coast of Australia sh. I, 1 756 Cape Finisterre to Vigo Bay.

Côte à Chenaux. — *Autriche, 200 000 :* Pola, Zeng, Insel Selve, Zara, Scutari, Durazzo.

Fiords (cf. chap. IX).

Skiers. — *Suède, 100 000 :* 56 Norköping, 46 Waldemarsvik, 37 Westervik, 29 Oskarshamn, 75 Stockholm, 67 Trosa, 85 Norrtelje, 78 Waxholm.

U. S. Coast Survey : 315 Casco Bay, Maine 1 : 40 000.

D. R. Marine Amt. : Ostsee, Schwedische Küste, die Fahrwasser nach Stockholm 1 : 100 000.

Récifs coralliens. — *Fr. Carte Marine :* n°s 2 799 et 1 915, Nouvelle Calédonie; — n° 5 246, Ile Raevavae; 1 016, Ile Ponape (I. Ascension).

Admiralty M. : 349 Reef Anchorages in the Australian Coral Sea, 2 763, 2 764 Australian Coral Sea and Great Barier Reef, 2 983 Funafuti Atoll 1 : 36 800, 985 Minerva Reefs 1 : 72 660, 362 China See Pratos Reef 1 : 72 000.

U. S. Coast Survey : 166, 167, 168, 169, Florida Reefs.

Nombreuses cartes reproduites dans les mémoires d'Agassiz [19].

D. R. Marine Amt. : 185 Einfahrten nach Zanzibar Hafen 1 : 50 000.

CINQUIÈME PARTIE

BIOGÉOGRAPHIE

CINQUIÈME PARTIE

BIOGÉOGRAPHIE

CHAPITRE PREMIER

PRINCIPES GÉNÉRAUX DE LA BIOGÉOGRAPHIE

Biologie et biogéographie. — L'étude de la répartition des êtres vivants à la surface du globe et l'analyse de ses causes, tel est l'objet de la biogéographie, qui comprend à la fois la géographie des plantes ou *phytogéographie*, et la géographie des animaux ou *zoogéographie*. La séparation de ces deux sciences est plutôt le résultat d'une sorte de partage forcé entre savants, que la conséquence d'une différence de méthode et d'objet. Il est donc intéressant de dégager les principes généraux communs à la phytogéographie et à la zoogéographie. Le premier pas consiste à définir plus exactement le domaine biogéographique par rapport à celui de la *biologie* générale, et à reconnaître en quoi la géographie est intéressée aux diverses formes d'activité imposées aux biologistes par la complexité de l'étude des êtres vivants.

Plantes ou animaux peuvent être envisagés de quatre ou cinq points de vue différents, qui ne sont pas tous également intéressants pour la biogéographie : le point de vue *systématique*, suivant lequel on cherche à reconnaître, dénommer et classer les êtres vivants; le point de vue *anatomique* et *histologique*, qui nous conduit à l'étude de leur structure interne par l'analyse détaillée de chaque organe et des tissus le constituant; le point de vue *physiologique*, qui nous fait envisager le mécanisme même de la vie, échanges physiques et

chimiques avec le milieu, transformations incessantes des tissus et des organes; le point de vue *embryogénique* ou *embryologique*, suivant lequel on étudie particulièrement les organes de reproduction et le développement des germes; le point de vue *phylogénique* ou de l'*évolution*, qui fait rechercher les transformations des espèces actuelles et leur origine probable.

La connaissance de la systématique est évidemment indispensable en biogéographie. Elle nous fournit un langage clair et précis, nous offre un aperçu des relations naturelles des principales formes de vie. Plantes et animaux sont répartis en groupes, ordres, familles, genres et espèces : mais l'apparente rigueur de cette classification ne doit pas faire illusion. Si l'on songe que les espèces évoluent encore actuellement, on ne peut lui attribuer une valeur absolue.

L'anatomie, l'histologie et l'embryogénie n'intéressent qu'indirectement la biogéographie, en tant qu'elles éclairent la systématique, la physiologie, ou la phylogénie.

Les données physiologiques ont au contraire pour la biogéographie une importance exceptionnelle. Les causes de la répartition des êtres vivants ne peuvent être comprises que si nous connaissons leurs conditions de vie, ce qu'ils demandent au milieu et comment ils peuvent s'y accommoder. La physiologie nous offre en outre les éléments d'une classification plus rationnelle, ou tout au moins plus géographique, des formes de vie organique. Au lieu de classer les plantes avec Linné suivant les particularités des organes de reproduction (dont le développement extérieur se fait d'ordinaire si rapidement qu'ils échappent aux influences immédiates du milieu), nous pouvons les classer suivant leurs conditions de vie, leurs exigences en chaleur, humidité, lumière; par là même, nous distinguerons des formes extérieurement analogues, donnant un paysage spécial et influant sur la vie humaine. C'est dans ce sens que s'oriente de plus en plus la géographie botanique. Bien que la systématique zoologique soit depuis longtemps orientée en grande partie dans un sens physiologique, on doit constater que la géographie zoologique ne s'est pas développée dans le même sens et n'a rien à opposer à des œuvres comme celles de Warming ou de Schimper consacrées à la phytogéographie.

L'étude de l'évolution intéresse aussi directement la biogéographie. La répartition des espèces et leurs associations nous offrent un spectacle constamment changeant. L'instabilité biologique n'est pas moins évidente que l'instabilité physique des formes de la surface

terrestre. Nous assistons à la disparition de certaines espèces animales et à la formation d'autres.

En résumé, l'étude de la biogéographie suppose une connaissance générale de la systématique, de la physiologie et des lois de l'évolution[1]. Pour y faire œuvre originale, il faut être botaniste ou zoologiste. Là est la vraie raison de la séparation de la phytogéographie et de la zoogéographie. La biogéographie n'en a pas moins son point de vue propre, qui résulte de l'application des lois de la méthode géographique définies au début de cet ouvrage. Elle envisage exclusivement la répartition des êtres vivants, en analyse les causes proches ou lointaines, actuelles ou anciennes, et dans une certaine mesure les effets.

Multiplication et expansion naturelle. — Les lois générales de la biogéographie dérivent des conditions générales de la vie organique. Celle-ci est caractérisée par la continuité des *échanges* physico-chimiques entre l'être vivant et le milieu qui l'entoure, et par la *multiplication* de l'être vivant, qui lui assure un pouvoir d'expansion théoriquement illimité.

La multiplication a lieu sous deux formes, dont il convient d'envisager les conséquences géographiques, encore fort peu étudiées.

La multiplication directe par division ou par bourgeonnement existe surtout chez les plantes et les animaux inférieurs. Il y en a cependant des exemples chez des animaux d'organisation relativement élevée (Éponges, Polypiers, Bryozoaires, Tuniciers), sans compter les cas d'*autotomie* (sectionnement d'un membre avec régénération) si fréquents chez les Annélides et communs même chez certains Crustacés. Ce mode de multiplication a comme conséquence un accroissement numérique très rapide des individus ; il favorise la formation de colonies ou d'associations fermées. Il permet notamment aux plantes de prendre possession du sol très vite, par exemple sur les dunes en voie de fixation, sur les plages (*oyats* et *goubets* de nos côtes, *Ipomœa pes capræ* des plages de l'Asie sud-orientale et de l'Insulinde). De même il permet aux animaux de former des peuplements serrés (récifs coralliens). Mais il n'est pas favorable à la dispersion géographique. L'extension de la colonie est strictement limitée par les conditions du milieu.

La multiplication par reproduction sexuelle est un procédé plus

1. Dans la rédaction des chapitres suivants nous avons été forcés de supposer chez le lecteur la connaissance des traits généraux de la systématique végétale et animale et de la physiologie. La lecture de manuels d'enseignement bien faits suffira pour donner cette orientation.



compliqué, mais plus favorable à la dissémination. Peu importe que les sexes soient ou non séparés. Chez les plantes dioïques, il existe une série d'adaptations curieuses à la fécondation par l'intermédiaire des animaux, qui suffisent à racheter l'infériorité apparente de leur situation (voir plus loin).

Le fait essentiel est que la reproduction sexuelle détermine pour chaque espèce l'existence de plusieurs formes différentes. Jamais en effet l'union sexuelle de deux individus ne reproduit directement une forme identique. Il en résulte un *embryon*, dont le développement peut être assez rapide pour sembler brûler les étapes des métamorphoses, comme chez les Mammifères et les Oiseaux; mais qui le plus souvent donne chez les animaux une forme dite *larve*, destinée à reproduire la forme primitive après des métamorphoses souvent multiples (Mollusques, Crustacés, Cœlentérés, Insectes, Amphibiens). Une nouvelle génération est parfois nécessaire pour reproduire la forme primitive (Champignons, Fougères). De ces modalités complexes de la reproduction, le fait essentiel à retenir pour la Biogéographie, est l'existence de deux formes A et B, dont le genre de vie et l'habitat sont souvent différents, et dont les facultés d'expansion se complètent réciproquement.

Tantôt la forme A est seule sexuée, tandis que la forme B est asexuée; tantôt A est fixé, et B doué de mouvement propre ou capable d'être transporté par les agents externes; l'une des formes peut être très fragile, l'autre au contraire très résistante, capable de survivre aux conditions de milieu physique les plus défavorables; l'une des deux formes utilise souvent à cet effet le procédé de la vie ralentie qui consiste à supprimer les échanges avec le milieu, ou bien elle s'adapte à la vie parasitaire.

L'exemple le plus connu de ces métamorphoses est celui des Batraciens. La Grenouille adulte est adaptée à la vie terrestre et respire par des poumons; le têtard est adapté exclusivement à la vie aquatique et respire par des branchies; les œufs représentent une forme adaptée à la vie ralentie, ils peuvent être transportés par les Oiseaux aquatiques, même par-dessus des montagnes ou des bras de mer. Ici la forme adulte est la plus durable. Chez les Insectes, au contraire, la forme adulte a souvent une vie très courte. L'exemple le plus caractéristique est celui des *Éphémères*. La plupart des Papillons sont dans le même cas. Le Hanneton vit une quinzaine de jours; sa larve, ver adapté à la vie souterraine et se nourrissant de racines, vit trois ans.

Ces exemples ne sont pas des exceptions, comme on l'a cru longtemps. L'identité des formes larvaires n'a été reconnue que depuis peu pour la plupart des Cœlentérés, Crustacés et Mollusques. On constate que, lorsque l'individu est fixé, sa larve est toujours libre. La poussière d'animalcules

flottant à la surface des océans, et connue sous le nom de *plankton*, est formée en grande partie de ces larves, qui expliquent la dispersion géographique d'espèces fixées. Dans les espèces parasitaires, qui sont souvent réduites à un point extraordinaire comme organisation, les larves sont des êtres relativement supérieurs (*Sacculina*, v. fig. 340, p. 731).

Chez les Poissons, la forme larvaire a généralement un développement très rapide, mais l'œuf qui contient l'embryon peut être transporté au loin comme une semence de plante, soit par les courants marins, soit, dans le cas des Poissons d'eau douce, par les Oiseaux. Chez les Mammifères, la rapidité du développement de l'embryon masque les métamorphoses qui s'accomplissent dans l'œuf; sa fragilité est compensée par la protection que lui assure l'être adulte, même après la naissance.

Les plantes offrent le même dualisme de formes que les animaux. Chez les Thallophytes, le phénomène est poussé jusqu'à l'existence de deux générations, dont une seule est généralement sexuée, mais dont la différence est si grande que les deux formes ont été d'abord décrites comme des espèces différentes. Certaines formes sont douées de mouvement propre (*Volvox*). Les adaptations à la dissémination par le vent ou par les courants sont multiples dans les formes adaptées à la vie ralentie. Chez les Phanérogames, l'embryon, enfermé dans la graine ou le fruit, est toujours adapté à la vie ralentie et, dans cet état, est capable d'être transporté au loin. — Les fruits charnus sont transportés par les oiseaux, qui se nourrissent de leur pulpe. Dans les fruits secs, les graines sont parfois projetées automatiquement par l'ouverture brusque du réceptacle qui les contient, gousse, capsule ou follicule. La graine ou le fruit peuvent être munis d'ailettes ou de poils et emportés très loin par le vent, ou bien d'aiguillons à crochets, qui permettent la fixation au poil des animaux voyageurs. C'est ainsi que la Lampourde épineuse (*Xanthium spinosum*), qui s'accroche à la queue et à la crinière des chevaux, se trouve maintenant répandue partout où cet animal a été introduit par l'homme, c'est-à-dire non seulement en Europe, mais dans les deux Amériques, l'Afrique australe et l'Australie [Kerner von Marilaun, 10].

D'autres plantes ont des fruits capables de flotter très longtemps à la surface de l'eau. Ainsi les fruits d'un palmier des Seychelles (*Lodoicea Seychellarum*) sont transportés par les courants de moussons et permettent la dissémination de la plante sur tout le pourtour de l'océan Indien. Les expériences de Darwin et de Martins ont montré, depuis longtemps, que plus de 15 p. 100 des plantes les plus communes ont des graines capables de flotter au moins un mois dans la mer, sans perdre leur pouvoir de germination.

La fécondité n'a pas l'importance qu'on serait tenté de lui attribuer comme facteur de la dissémination. Il y a là encore une sorte de compensation, entre les chances de destruction auxquelles est exposé l'être reproducteur A, et la forme B. La fécondité extrême des animaux aquatiques (Poissons, Crustacés, etc.) est en rapport avec l'âpreté de la lutte pour la vie dans le monde marin, où tous les êtres s'entre-dévorent. Chez les Mammifères, la fragilité de l'embryon et du nouveau-né est atténuée par les soins du reproducteur et compensée surtout par la force et les moyens de défense dont dispose l'être adulte.

Limitation de l'expansion naturelle; la lutte pour la vie. — En résumé on peut dire que la reproduction sexuelle tend à assurer

à tous les êtres vivants une expansion illimitée. Un couple reproducteur devrait, dans des conditions favorables, peupler à lui seul toute la terre.

En fait, on ne connaît pas d'espèces absolument ubiquistes. D'après Höck [13], 20 phanérogames peuvent être qualifiées de cosmopolites, 75 se retrouvent sur tous les continents et dans presque toutes les régions naturelles. Chez les Thallophytes, la proportion est bien plus élevée.

Parmi les animaux, la plupart des habitants des grandes profondeurs se retrouvent dans tous les Océans, grâce à l'uniformité des conditions physiques du domaine abyssal. On peut poser comme une règle générale que les organismes les plus rudimentaires sont ceux qui ont l'aire la plus vaste. Darwin l'avait déjà remarqué pour les plantes. La raison ne peut en être que dans la spécialisation moindre et par suite la facilité à s'adapter à des milieux physiques différents. Mais l'exemple des Mollusques terrestres suffit à prouver que ce facteur n'est pas le seul à considérer. Ces animaux, d'une organisation relativement très complexe, sont parmi ceux dont l'aire de répartition est le plus strictement limitée. Dans l'Insulinde et l'Océanie, chaque île a ses espèces particulières. La limitation est due ici à l'ancienneté des formes et à l'impossibilité de franchir certaines barrières.

On doit donc considérer chaque espèce comme douée d'une force propre d'expansion plus ou moins grande. Sa répartition est le résultat d'un équilibre instable entre cette force et les forces hostiles du milieu. La notion de l'aire d'extension et des limites géographiques s'éclaire à la lumière de ce principe. Il est toujours difficile de fixer exactement la limite d'une espèce. Il est plus juste d'envisager une zone limite, où elle combat âprement pour l'existence. C'est dans cette zone qu'on observe les adaptations les plus curieuses au milieu, et c'est en tenant compte de ces conditions particulières qu'on pourra expliquer certaines anomalies. Il y a pour tout être vivant une aire d'extension restreinte, où il est en quelque sorte chez lui et se développe librement (*aire de développement optimum*), et une aire d'extension plus vaste, comprenant une *zone contestée*, où les conditions d'existence lui sont moins favorables [A. de Candolle, 2]. Telle plante, indifférente à la nature du sol dans son aire de développement optimum, ne poussera plus que sur le calcaire ou sur les sols siliceux dans la zone contestée.

Les influences physiques. L'œcologie. — Tout être vivant représente un organisme adapté plus ou moins étroitement à certaines conditions de milieu. C'est la raison même de l'avantage qui lui permet de se maintenir dans son aire *restreinte*; mais c'est aussi la raison qui l'empêche de dépasser certaines limites. Les influences physiques jouent donc un rôle incontestable et sont elles-mêmes un facteur puissant de la lutte pour la vie, qui est en même temps une *lutte pour l'espace*.

L'influence du milieu physique a parfois un caractère exclusif absolu. Au sens propre, il ne peut y avoir d'espèce vraiment ubiquiste, c'est-à-dire répandue sur toute la surface du globe, car celle-ci est divisée en mers et en terres. L'habitat aquatique et l'habitat continental correspondent à un ensemble de conditions physiques tellement différentes qu'ils s'excluent réciproquement pour la grande majorité des organismes. Généralement les genres, les familles, quelquefois les groupes sont strictement terrestres ou aquatiques. Les exceptions qu'on peut citer sont des cas particuliers.

Les Mammifères, presque tous continentaux, ont cependant quelques familles maritimes (*Cétacés* et *Siréniens*). Les Amphibiens sont le seul groupe où l'organisation soit en général adaptée à la fois à la vie aquatique et à la vie terrestre; encore le milieu marin propre leur est-il interdit. On cite quelques exemples de Crustacés et de Mollusques capables de passer du milieu aquatique au milieu terrestre, mais les circonstances en sont toujours très spéciales. Pour les plantes, il y a incompatibilité absolue entre l'habitat aquatique et l'habitat terrestre, le milieu d'eau douce et le milieu marin. En général, le changement de milieu, lorsqu'il est possible, amène une transformation complète des caractères génériques ou spécifiques.

C'est à ce point de vue d'ensemble qu'il convient de se placer pour apprécier l'influence des conditions physiques. L'étude de l'habitat a reçu du botaniste Warming [4] le nom d'*œcologie*. Les botanistes ont mis en lumière un grand nombre de notions capitales à cet égard. Les zoologues, bien que commençant à employer aussi le mot d'œcologie, sont moins avancés, soit parce que leur attention s'est fixée sur d'autres sujets, soit à cause de la complexité extrême des *réactions* du monde animal contre les influences du milieu.

Réactions contre le milieu dans le monde végétal et le monde animal. — Sans doute les plantes et les animaux inférieurs ne peuvent guère se distinguer. Tous les caractères invoqués d'ordinaire (mouvement et sensibilité chez l'animal, chlorophylle chez la plante, etc.) disparaissent quand on envisage les groupes confondus sous le nom de *Protistes* : Protozoaires, Bactériacées, etc. Mais, dès

que l'on considère des organismes un peu spécialisés, on doit reconnaître des différences profondes dans les rapports avec le milieu, différences fertiles en conséquences géographiques.

La plante semble relativement favorisée, au point de vue de la nutrition, par la facilité qu'elle a d'assimiler directement le carbone, en décomposant l'acide carbonique de l'air au moyen de la chlorophylle (cf. chap. II, p. 752). Mais, cette réaction ne pouvant se produire qu'à la lumière, le monde végétal est lié d'une manière absolument impérieuse aux conditions d'éclairement. L'absence complète de lumière a comme conséquence l'absence complète de vie végétale. Ainsi les profondeurs abyssales des océans ou des grands lacs n'ont aucune plante. Les échanges avec le milieu, qui sont la condition de toute vie, ne dégagent que très peu de chaleur chez la plante. Aussi les végétaux sont-ils soumis beaucoup plus que les animaux aux conditions de température. Il y a impossibilité absolue à acclimater une plante dans un climat radicalement différent de celui où elle pousse au point de vue de la température. Aucune adaptation n'est possible. Par contre, les variations de l'humidité, lorsqu'elles ne dépassent pas certaines limites, sont plus facilement supportées. La variété des formes d'adaptation à la sécheresse est extrême et offre un champ d'études illimité (v. chap. II).

L'animal ne peut assimiler directement le carbone, il a donc toujours besoin de la plante pour sa nourriture, directement ou indirectement. Mais il se trouve, par ce fait même, beaucoup plus indépendant des conditions d'éclairement. La vie animale, loin d'être absente des profondeurs abyssales des océans, comme on l'a cru longtemps, y présente une richesse extraordinaire de formes, avec des adaptations spéciales des plus curieuses (cf. chap. IV). Les échanges avec le milieu prennent principalement chez les animaux la forme d'une combustion, d'une oxydation, qui dégage de la chaleur. Il en résulte une certaine indépendance par rapport aux conditions thermiques. Le fait est particulièrement frappant chez les animaux supérieurs *à sang chaud*, c'est-à-dire dont le corps se maintient à une température constante. Ainsi beaucoup d'oiseaux fréquentent à la fois plusieurs zones climatiques très différentes. L'homme est répandu sur toute la surface du globe. Pendant la période glaciaire, des éléphants vivaient en Sibérie. Les Félins sont connus dans toutes les zones, sauf la zone arctique. Ces faits expliquent qu'on ait pu nier l'influence de la chaleur comme facteur de la répartition des animaux, et que la géographie zoologique, s'attachant surtout à l'étude de la répartition des Mammifères, ait fait si peu

de progrès dans le sens œcologique. Il faut cependant remarquer que des adaptations sont nécessaires pour permettre à l'animal de changer de climat (fourrure, graisse, etc.; cf. chap. v). Mais la possibilité même de ces adaptations n'existe pas chez les plantes. Par contre, il ne semble pas que les animaux aient autant de souplesse que les plantes pour s'accommoder aux variations de l'humidité.

D'une manière générale, il semble que les conditions d'ensemble du milieu déterminent des types biologiques plus tranchés chez les animaux que chez les végétaux. Les plantes d'eau douce paraissent dérivées en grande partie des plantes terrestres. Les plantes marines, bien qu'appartenant en majorité aux Thallophytes, offrent encore une certaine proportion de phanérogames (cf. chap. III). Chez les animaux la structure des espèces continentales et aquatiques est radicalement différente aussi bien au point de vue morphologique qu'au point de vue physiologique. L'habitat marin lui-même nous offre deux mondes absolument différents : à la surface et dans les profondeurs. L'habitat terrestre présente des variétés presque aussi grandes suivant qu'on envisage les espèces vivant sur ou dans le sol, celles partiellement adaptées à l'eau douce, celles possédant la faculté de s'élever dans l'air, etc. (cf. chap. v).

La faculté de se mouvoir, qui est une des formes de réaction contre le milieu, est, en général, en raison inverse des facultés d'adaptation. Les plantes et les animaux inférieurs sont plus portés à se modifier; les animaux supérieurs à se déplacer suivant leurs besoins.

Le mimétisme. — Les animaux présentent une forme particulière d'adaptation au milieu qui a reçu le nom de *mimétisme*. La forme et surtout la couleur du corps se modifient de telle façon que l'œil le plus perçant distingue difficilement l'animal des objets environnants : plantes, pierres ou sol. L'avantage de cette adaptation est évidente : pour le faible, c'est un moyen d'échapper à son ennemi; pour le fort, c'est la possibilité de s'approcher de sa proie sans être vu, ou de la guetter sans éveiller sa défiance. Le mimétisme existe dans tous les groupes systématiques, et dans tous les milieux biologiques. On en a cité de nombreux exemples : un des plus connus est celui de la Phyllie (*Phyllium siccifolium*), sauterelle imitant les feuilles dont elle se nourrit (fig. 338). Les Mantes carnassières (Acanthops) attendent leur proie cachées dans les feuilles sèches avec lesquelles elles se confondent [SEMPER, 6].

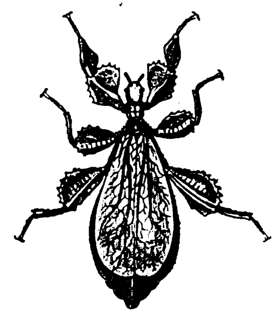


Fig. 338. — Phyllie feuille-sèche : exemple de *mimétisme*.

Chez les Poissons, le mimétisme est très commun. Les espèces habitant les récifs coralliens sont colorées en rouge. Celles vivant sur la vase ont

des couleurs grises. On a reconnu qu'un poisson se déplaçant sur des fonds différents peut changer assez rapidement de couleur. Il en est de même de certains Amphibiens et de la plupart des Reptiles. Des expériences de Lister et Pouchet ont montré que ces changements étaient produits par la contraction ou la dilatation de cellules pigmentaires, ou *chromatophores*, et qu'ils avaient le caractère de réflexes en rapport avec la vision. Le mimétisme va chez les poissons jusqu'à l'imitation des formes mêmes. L'exemple le plus connu est celui des poissons des Sargasses, dont le corps tacheté et orné de prolongements irréguliers disparaît au milieu des amas d'algues (fig. 339).

L'importance géographique du mimétisme est évidente. Il contribue à

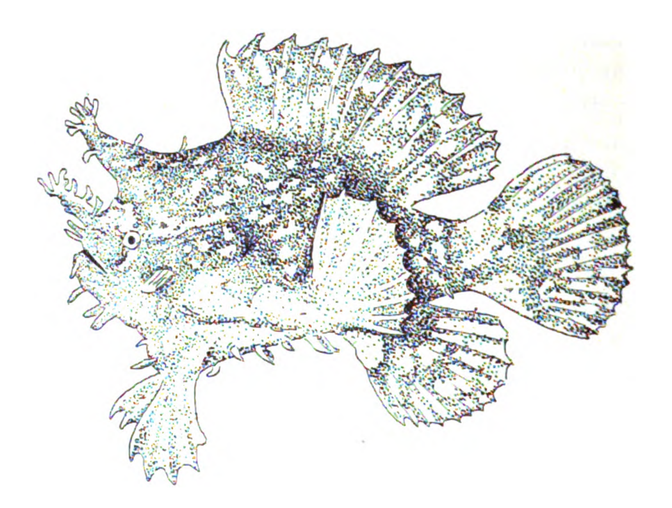


Fig. 339. — Poisson des Sargasses : exemple de *mimétisme*, d'après Jordan.

donner à la faune un aspect uniforme en rapport avec le milieu; c'est un des éléments les plus importants dans la formation des associations régionales. Dans la zone polaire, presque tous les animaux à fourrure revêtent la même livrée blanche. Dans les steppes et les déserts, le pelage est au contraire roux, ou gris tacheté. Certains animaux changent de pelage suivant la saison : blancs en hiver, gris en été (Lagopède alpin, cf. fig. 372, p. 841).

Les zoologues ont cherché à préciser la nomenclature de ce genre d'adaptation au milieu. On distingue le *mimétisme* proprement dit, imitation de la forme, qui se trouve rarement seule, et l'*homochromie*, imitation de la couleur, beaucoup plus générale et plus importante. WALLACE [9] avait proposé d'appeler *mimicrie* l'imitation de la couleur ou de la forme d'un animal. On en cite de nombreux exemples parmi les insectes. Souvent l'insecte imitateur est associé comme commensal à celui qu'il imite (araignées et fourmis).

L'association. — La lutte pour la vie, qui est aussi la lutte pour l'espace, est l'origine de toutes les formes d'association, dont l'intérêt géographique égale incontestablement l'intérêt biologique.

Le type de l'association la plus étroite est qualifié de *symbiose*, Il est réalisé quand les individus sont intimement associés au point de vue de la nutrition et des échanges avec le milieu. Tel est le cas des lichens, formés par l'association symbiotique d'algues et de champignons. Il semble y avoir aussi symbiose dans le cas de l'association d'algues et d'éponges signalée par Semper [6]. Les *mycorhyzes*, champignons vivant sur les racines des phanérogames, forment aussi avec eux une association symbiotique [7]. Il est inutile d'insister sur la liaison évidente qui existe dans ce cas entre la répartition des espèces associées.

Une autre forme d'association qu'on désigne généralement sous le nom vague de *colonie* existe chez les animaux. Ce sont en réalité des sortes de colonies communistes formées par un certain nombre d'individus qui se partagent le travail biologique. Ainsi les polypiers se spécialisent en individus reproducteurs (*gonozoïdes*), nourriciers (*gastrozoïdes*), chasseurs et défenseurs (*dactylozoïdes* avec leurs *nématocystes*). Les fourmis, les abeilles, forment aussi des colonies du même genre. Il y a lieu de tenir compte de cette forme d'association dans la description zoogéographique.

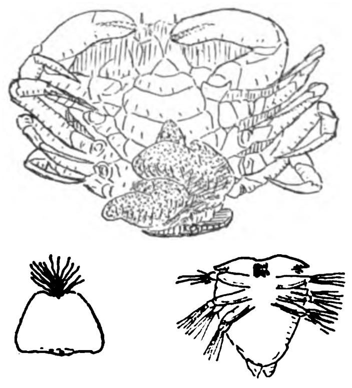


Fig. 340. — *Sacculina Carcini*, d'après Semper.

En haut, trois Sacculines fixées sur un *Carcinus mœnas*.
En bas : à gauche, la Sacculine adulte, parasite réduit à un sac avec touffe de poils absorbants; à droite, la forme larvaire libre, douée de mouvement, ayant une bouche, un tube digestif et des membres propulseurs.

Le *parasitisme* est une forme d'association, où tout l'avantage est pour l'un des individus. Mais il a comme conséquence une dégradation du parasite, sensible surtout chez les animaux. On a souvent cité l'exemple de *Sacculina Carcini*, Cyrripède parasite, vivant dans l'abdomen des crabes, et réduit à l'état d'un sac, tandis que sa larve est libre (*Nauplius*), possède un tube digestif, un système nerveux et des appareils de locomotion (fig. 340). Chez les plantes, le parasitisme amène aussi une certaine dégradation. L'assimilation directe du carbone n'étant plus nécessaire, la chlorophylle disparaît et la plante parasite semble étiolée, comme le montrent les Orobanches, parasites des Légumineuses de nos champs. Il y a aussi dégradation des organes de reproduction.

Le parasitisme est souvent funeste à l'espèce hôte, surtout lorsque celle-ci est attaquée dans sa zone contestée. C'est par des

maladies parasitaires que sont arrêtées un certain nombre d'espèces dans leur expansion. Le fait est frappant pour les arbres. On peut se demander si la disparition brusque de certaines espèces animales, hautement différenciées, au cours des périodes géologiques, n'a pas été déterminée par des maladies parasitaires dont il nous est impossible de retrouver les traces.

Commensalisme, association de plantes et animaux. — On a proposé le nom de *commensalisme*, pour désigner une forme d'association, moins étroite que la symbiose, moins dégradante que le parasitisme. Les espèces associées vivent constamment côte à côte, mais, loin de se nuire, se rendent des services réciproques. Un exemple souvent cité est celui du Bernard l'Hermite (*Pagurus Bernhardus*), Crustacé sans carapace, qui se blottit dans des coquilles vides de Gastéropodes, recouvertes par une Actinie (*Sagartia parasitica*). Celle-ci, loin d'être un véritable parasite, protège dans une certaine mesure le Bernard et se nourrit de ses reliefs (fig. 341).



Fig. 341. — Exemple de commensalisme : Bernard l'Hermite (*Pagurus Bernhardus*), Crustacé habitant une coquille de Mollusque sur laquelle est fixée une Actinie (*Sagartia parasitica*).

Semper [6] a décrit des associations aussi curieuses de Coralliaires et de Vers (*Heteropsammia* et *Aspidosiphon*), de petits Crabes (*Hapalocarcinus marsupialis*) et de Coraux du genre *Sideropora*, qui les abritent dans des sortes de galles et profitent du courant d'eau déterminé par leur hôte.

L'affinité systématique ne joue aucun rôle dans les associations; on en a la preuve la plus éclatante dans les nombreux cas d'associations de plantes et d'animaux.

La fécondation des plantes dioïques est favorisée par des adaptations des fleurs, leur attirant la visite d'oiseaux ou d'insectes, qui transportent le pollen de la plante mâle au pied femelle.

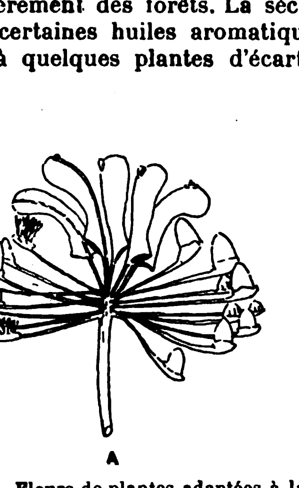
Belt a montre comment les colibris de l'Amérique centrale et méridionale servent à la fécondation de *Marcgravia umbellata*, et se nourrissent des petits insectes attirés par son nectar (fig. 342). D'après Scott Elliott, plusieurs *Protea*, un grand nombre d'*Éricées* de l'Afrique du Sud sont adaptées à la fécondation par des oiseaux se nourrissant de miel. Mais c'est surtout aux insectes que revient un rôle important dans la fécondation : les *Diptères* (Mouches), les *Lépidoptères* (papillons), et les *Hyménoptères* (guêpes et abeilles) sont particulièrement employés à cette fonction. Les adaptations des fleurs de violettes aux diverses espèces d'insectes fécondeurs et à leur abondance plus ou moins grande en plaine et en montagne, ont été particulièrement bien étudiées [Knuth, 8].

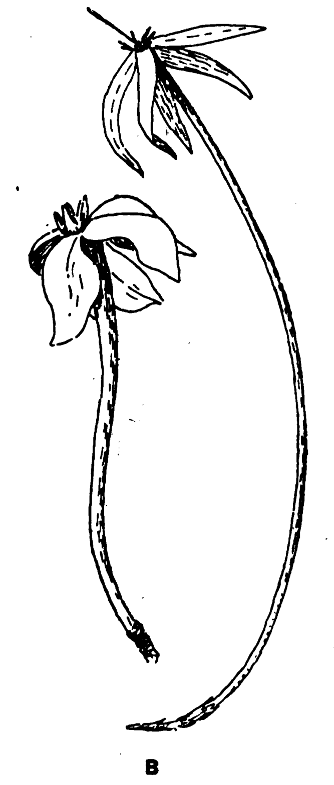
La richesse des couleurs et le parfum violent des fleurs tropicales sont

déterminés en partie par la nécessité d'attirer les insectes. D'après Wallace [9], la prédominance des Fougères dans la plupart des îles océaniennes et le petit nombre des plantes à fleurs éclatantes, si répandues au contraire en Amérique, s'expliquent par l'absence d'insectes. Dans les îles Fidji, les papillons sont nombreux, les fleurs colorées réapparaissent.

Un exemple non moins frappant de l'influence des insectes féconduers sur la répartition des plantes est offert par les Aconits, dont l'aire d'extension est nettement subordonnée à celle des Bourdons ou *Bombus* (fig. 343).

L'Amérique du Sud offre des exemples très curieux d'associations de plantes et d'animaux [Schimper, 15, Ule, 12]. Certaines espèces de fourmis se nourrissent de champignons qu'elles cultivent sur des amas de débris de feuilles vertes. C'est pour se procurer ces feuilles qu'elles dépouillent presque entièrement des forêts. La sécrétion de certaines huiles aromatiques permet à quelques plantes d'écarter





A B

Fig. 342. — Fleurs de plantes adaptées à la fécondation par l'intermédiaire des oiseaux, d'après Schimper.

A, Inflorescence de *Marcgravia umbellata*; B, Rubiacées tropicales.

les pillardes; mais la protection la plus sûre est dans l'association avec certaines espèces de fourmis, qui vivent d'un suc sécrété par l'arbre et y trouvent des nids tout préparés. C'est ainsi que les *Cecropia* présentent au point d'intersection de chaque feuille une sorte d'enfoncement naturel et des corpuscules spéciaux sécrétant un suc dont se nourrissent les fourmis de l'espèce *Azteca*; celles-ci habitent en foules innombrables chaque arbre et, à l'approche des fourmis coupeuses de feuilles, sortent aussitôt en troupes pour leur livrer bataille.

Les *Acariens*, parasites d'un certain nombre d'animaux, vivent en commensalisme avec un grand nombre de plantes qui les abritent dans des réduits spéciaux et par qui elles sont débarrassées en revanche des champignons

parasites. PENZIG et CHIABRERA ont pu dresser un catalogue de 426 espèces de plantes acarophiles, appartenant à 44 familles différentes [11].

Influence de l'homme, la domestication. — L'intelligente activité des fourmis représente une véritable domestication, soit des champignons qu'elles cultivent pour s'en nourrir, soit des arbres qu'elles protègent à condition d'y trouver leur logement et leur nourriture. De tous les animaux, l'homme est celui qui exerce l'action perturbatrice la plus manifeste dans la répartition naturelle des êtres vivants, grâce à la pratique très large de cette forme d'association.

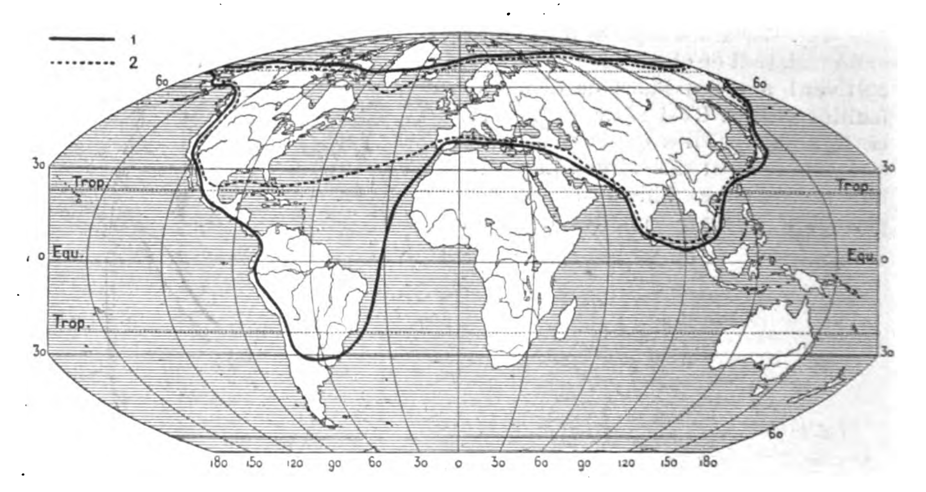


Fig. 343. — Exemple de corrélation dans la répartition géographique d'une plante et d'un insecte fécondeur.

1, limite du genre Bombus (Bourdon); 2, limite du genre Aconitum, d'après Drude.

A la fois carnassier et herbivore, il domestique à la fois plantes et animaux. Son intelligence lui permettant de pallier à sa faible fécondité et à la misérable faiblesse de ses nouveau-nés, son extension a fini par dépasser celle de toutes les autres espèces, et il a répandu partout avec lui les espèces adaptées à son usage. Grâce à lui, les Graminées originaires des steppes et donnant des graines farineuses nutritives : blé, orge, avoine, seigle, se retrouvent sur presque toute l'étendue du globe, à part la zone polaire et la zone équatoriale. Une Graminée originaire du Nouveau-Monde, le maïs, s'est répandue dans toute l'Europe méridionale et orientale. Les animaux domestiques, élevés soit pour l'alimentation, soit pour l'utilisation de leur toison, soit pour servir aux transports, tendent également à avoir une répartition presque universelle, grâce à

l'expansion de la civilisation européenne, qui est celle faisant le plus grand usage d'animaux domestiques. Le cheval, inconnu dans le Nouveau-Monde avant l'arrivée des Européens, y est maintenant partout répandu. Les moutons se multiplient rapidement en Australie.

L'introduction d'espèces nouvelles dans les régions insulaires a parfois des conséquences inattendues. Le lapin, imprudemment importé en Australie, y a pullulé au point de devenir une véritable calamité. Les éleveurs de moutons se déclarent impuissants à se défendre contre ces rongeurs, qui détruisent les pâturages, affament les moutons et ruinent toutes les récoltes.

L'homme avec son cortège de plantes et d'animaux domestiques entraîne et répand partout inconsciemment une foule d'espèces associées à celles dont il fait usage. Les plantes qu'on appelle les mauvaises herbes sont les compagnons à peu près obligés des céréales et des fourrages. Partout où il y a échange de semences de plantes cultivées, il y a échange de mauvaises herbes. C'est ainsi qu'avec l'extension progressive des cultures de céréales vers le Nord, se sont répandues un grand nombre de plantes originaires de la zone méditerranéenne. Les céréales européennes ont apporté tout un cortège de mauvaises herbes en Amérique. Réciproquement, l'*Erigeron canadense* et plusieurs autres espèces américaines sont devenues des plantes vulgaires souvent gênantes dans l'Europe occidentale [Höck, 13]. D'après Cheeseman, la flore du district d'Auckland dans la Nouvelle-Zélande contient, sur 500 espèces, 387 espèces naturalisées, dont 280 d'origine européenne.

Les animaux domestiques entraînent également avec eux des parasites ou des associés. Ils favorisent même la dispersion de certaines plantes, comme la lampourde, dont nous avons déjà parlé.

Il est facile de multiplier les exemples de l'influence perturbatrice de l'homme sur la répartition naturelle des êtres vivants. Mais il importe surtout de reconnaître que presque tous les troubles apportés proviennent du système de la domestication qui est une forme d'association. La nourriture assurée, la protection contre les dangers extérieurs, la reproduction favorisée par tous les moyens, sont des avantages pour l'être domestiqué. L'activité de l'homme est funeste aux espèces dont il ne conçoit pas l'utilisation possible, ou qui peuvent lui être nuisibles. Les grands fauves tendent à disparaître, après avoir été, même pendant la période historique, répandus jusqu'en Europe. Les forêts sont impitoyablement décimées, partout où les cultures paraissent possibles, et c'est à peine si l'on commence à s'inquiéter de leur recul exagéré. L'influence de l'homme est

toutefois limitée par l'intérêt qu'il a à respecter certaines espèces ou certaines associations.

Les associations régionales. — Le principe d'association est partout appliqué sous les formes les plus diverses dans le monde vivant, et l'on peut dire qu'il n'est pas une espèce dont la répartition puisse s'expliquer uniquement par les conditions du milieu et la lutte pour la vie. La dépendance des associés n'est pas toujours aussi étroite que dans les cas que nous venons d'envisager; elle n'existe pas moins lorsque des individus de même espèce, ou appartenant à des espèces ayant intérêt à se rapprocher, forment un peuplement serré et exclusif dans une région déterminée. C'est dans ce sens régional que les botanistes en particulier emploient le mot d'association. Une forêt de la zone tempérée est un type d'association végétale; une prairie alpine en est un autre.

La forêt est formée d'arbres, c'est-à-dire de plantes qui se ressemblent par leur aspect, leur taille, leur mode de vie et par suite leurs exigences en eau, chaleur et lumière. Sous le couvert des grands arbres, vivent des buissons et des plantes herbacées qui ne se retrouvent pas ailleurs; nous y chercherions vainement d'autre part un certain nombre de plantes communes dans les endroits découverts, notamment celles qui ont besoin de beaucoup de lumière, celles dont les fleurs éclatantes attirent les insectes féconds. La forêt cesse en montagne lorsque les conditions naturelles deviennent défavorables à l'existence des arbres : froid excessif, sécheresse de l'air exaspérant la transpiration des feuilles, vent violent brisant les branches élevées. Quelques arbres s'aventurent isolés, mais leur existence est précaire, n'étant plus protégée par l'association; on le reconnaît à leurs branches tordues, cassées, à leur taille chétive.

La prairie alpine est une association adaptée aux conditions des hauteurs; les plantes herbacées tapies sur le sol, pourvues abondamment de fleurs éclatantes, avec leurs feuilles réduites transpirant peu, sont seules capables de se maintenir sur un sol couvert de neige pendant au moins la moitié de l'année, balayé de vents violents, soumis à des alternatives de froid et de chaleur excessives. Transportées dans la zone de la forêt, elles périraient.

On conçoit le grand intérêt de l'étude des *associations* végétales ainsi entendues[1]. Le groupement de plantes d'aspect analogue

1. On emploie aussi le mot de *formation*. Mais nous avons cru devoir rejeter ce terme à cause des confusions auxquelles il peut prêter, vu le sens différent qui y a été successivement attaché par Grisebach et Schimper (Cf. FLAHAULT. La Nomenclature de la Géographie botanique. *A. d. G.*, X, 1901, p. 260-265).



imprime au paysage des aspects caractéristiques. La communauté d'exigences physiques et l'adaptation au milieu ouvrent un vaste champ aux explications physiologiques; le botaniste remarque même des ressemblances de structure anatomique. Les conséquences économiques de l'extension des associations végétales sont évidentes. Tous les principes de la méthode géographique trouvent leur application dans l'étude des associations végétales. La géographie zoologique ne s'est pas encore engagée dans cette voie féconde. Il existe pourtant certainement des associations régionales d'animaux. Mais l'étude en est singulièrement plus complexe que pour les végétaux, car les associations animales dépendent moins directement du milieu physique que du milieu biologique. C'est toujours en effet le monde végétal qui fait les frais de la nourriture des animaux des groupes supérieurs, soit directement s'ils sont herbivores, soit indirectement s'ils sont carnivores. Les facultés de déplacement dépendent aussi de la nature du tapis végétal. Il y a des animaux coureurs auxquels le domaine de la forêt tropicale est interdit.

Les mêmes lois régissent l'extension des associations régionales et l'extension des espèces. Il y a une lutte pour l'espace entre les associations comme entre les individus. Il existe pour chaque association une aire de développement optimum où elle est réellement maîtresse du sol et une zone contestée, où elle se maintient plus ou moins difficilement. C'est dans cette zone qu'on voit peu à peu l'association se dissoudre; dans le cas d'*associations fermées*, c'est-à-dire couvrant entièrement le sol (forêt, prairie), on passe à l'*association ouverte* (forêt-clairière, steppe). Les individus isolés dépérissent ou sont amenés à prendre des formes d'adaptation particulières. Rien de plus curieux à cet égard que la zone de combat entre la forêt et la prairie alpine, entre la forêt des plaines tempérées et la steppe.

L'évolution biologique. Mutation et saltation. — La répartition actuelle des êtres vivants s'éclaire sans doute si on la considère du point de vue de la lutte pour la vie et pour l'espace, en tenant compte de la force d'expansion des organismes et de leur tendance à l'association. Il reste pourtant plus d'un point obscur qu'on ne peut espérer expliquer sans rechercher les origines du monde vivant actuel. C'est par là que l'étude de l'évolution est inséparable de celle de la biogéographie. Il est donc indispensable d'indiquer brièvement comment les naturalistes conçoivent actuellement les lois de l'évolution biologique.

Il y a longtemps qu'aucun doute n'est plus possible sur la réalité des transformations progressives du monde vivant. On connaît de nombreux exemples non seulement d'extinction d'espèces dans la période actuelle, mais de formation d'espèces nouvelles. C'est sur les conditions de ces transformations que les idées ont varié constamment depuis Lamarck et Darwin jusqu'à ces dernières années. Une réaction paraît se dessiner de plus en plus contre les idées de Darwin, qui voyait dans la sélection naturelle la cause principale de l'évolution, et considérait la formation d'espèces nouvelles comme le résultat d'une longue série de modifications insensibles. Déjà les paléontologistes avaient été frappés par la brusque apparition de certaines formes et mettaient en doute le principe : *Natura non facit saltus*, appliqué à l'évolution biologique. Les récentes études des botanistes nous ont montré que des espèces apparaissent brusquement avec des caractères nouveaux parfaitement fixes.

C'est ainsi que De Vries [16] a vu naître un grand nombre d'espèces d'Onagres issues d'*Œnothera Lamarckiana*, et que le Suédois Nilsson a pu produire, dans son admirable laboratoire de Svalöf, un grand nombre de sortes nouvelles de blé et d'orge, présentant des avantages agricoles précieux et permanents.

Le terme de *mutation*, créé par De Vries pour désigner ces phénomènes, ne convient pas à ces changements brusques, pour lesquels on ferait mieux d'employer le mot expressif de *saltation*, déjà proposé par les paléontologistes.

Blaringhem [31] a précisé une des causes possibles de saltation en provoquant expérimentalement la création d'espèces nouvelles de maïs, à la suite de blessures infligées intentionnellement à certains sujets.

Un changement de milieu peut produire le même effet qu'une lésion mécanique. La transformation subie par la plante ou l'animal, sans être aussi brusque, est relativement rapide, puisqu'on peut expérimentalement la provoquer et la suivre dans l'espace de quelques années. Ainsi Schmankewitsch a fait apparaître chez *Artemia salina*, crustacé des eaux saumâtres, les caractères de l'espèce d'eau douce *Branchipus stagnalis* [17]; des plantes de plaine, cultivées en montagne par Bonnier, ont pris les caractères des espèces alpines (fig. 344). On sait d'autre part que la betterave à sucre est une forme, définitivement fixée, dérivée de *Beta maritima*; le retour à la forme primitive a pu être obtenu expérimentalement. C'est à de pareilles transformations qu'on devrait appliquer le mot de *mutation*.

Ces constatations ramènent de plus en plus aux idées de Lamarck, pour qui l'influence du milieu était le principal facteur de l'évolution. Darwin lui-même le reconnaissait à la fin de sa vie : « A mon sens, la plus grande erreur que j'aie commise a été de ne pas



Fig. 344. — *Helianthemum vulgare*, cultivé en plaine (P) et en montagne (M), d'après Bonnier, Recherches expérimentales sur l'adaptation des Plantes au Climat alpin (*Annales des Sciences naturelles*, Botanique, t. XX, 1895, Masson et Cie, éditeurs).

Exemple de transformations produites par le changement de milieu. L'Hélianthème cultivé en montagne a pris les caractères des plantes alpines : réduction de taille (M, exemplaire dessiné à la même échelle que P ; M', même plante à échelle double), réduction des tiges et des feuilles tapies au ras du sol en coussinet. développement des racines.

accorder une importance suffisante à l'action directe du milieu, comme la nourriture, le climat, etc., indépendamment de la sélection naturelle [1] ».

Migrations et isolement. — Les études de paléontologie animale mettent en lumière un autre point de vue également géographique : la liaison qui existe entre la variation des formes et celle de leur extension. La répartition de la plupart des espèces actuelles diffère si profondément de celle des espèces voisines aux périodes géologiques précédentes qu'on est conduit à admettre des migrations très étendues. Les *Marsupiaux* australiens étaient répandus en Europe à l'époque tertiaire. Les Lémuriens de Madagascar sont probablement issus d'une souche américaine. Des découvertes récentes [Osborn, 27] nous conduisent à chercher également dans le Nouveau-Monde l'origine de notre faune de mammifères placentaires, carnivores et ongulés. Moritz Wagner [19] avait, dès 1868, montré l'importance de ces migrations pour expliquer l'évolution. Lorsque l'aire d'extension d'une famille s'élargit démesurément, elle est exposée à être scindée par des changements dans la répartition des mers, ou le relief du sol. L'isolement qui en résulte détermine soit une différenciation accusée, soit au contraire un arrêt dans l'évolution et même une sorte de dégénérescence.

Le second cas est le plus connu. Les Lémuriens de Madagascar, les Marsupiaux et les Monotrèmes Australiens nous offrent l'exemple le plus frappant de la survivance de formes anciennes, profondément différentes de celles qui se sont développées sur les grands continents, sous l'influence de la libre concurrence et des migrations. Dans les îles d'étendue restreinte, on constate une réduction des facultés de locomotion ou même de la taille (Insectes aptères, petits Mammifères des îles océaniques). Les formes que l'isolement a pour ainsi dire figées sont vouées à l'extinction, soit d'elles-mêmes, soit à la suite de l'introduction par l'homme d'espèces plus évoluées. C'est ainsi que les oiseaux aptères des îles de l'océan Indien et de la Nouvelle-Zélande (*Didus*, *Epiornis*, *Apteryx*) ont disparu ou disparaîtront complètement d'ici peu.

On connaît d'autre part des exemples d'isolement artificiel ou naturel amenant une différenciation et la formation d'espèces nouvelles. L'ouverture du canal du Midi a donné naissance à l'*Atherina Riqueti*, dérivée de l'*Atherina lacustris*, poisson qui vit exclusivement dans les lagunes et les

1. Lettre à Moritz Wagner (Vie et correspondance de Ch. Darwin publ. par son fils Fr. Darwin, trad. fr., tome II, p. 489-90).

estuaires saumâtres du bas Languedoc [Roule, 18]. En Corse, on a observé la formation d'une espèce nouvelle de *Vanessa* dérivée de *Vanessa urticæ*. On ne peut douter que bon nombre de transformations analogues ne se soient produites pendant les périodes géologiques anciennes. En particulier, c'est ainsi que se sont formées les espèces que les botanistes appellent *endémiques*, c'est-à-dire les plantes issues vraisemblablement d'ancêtres communs et ayant évolué différemment par suite de la disjonction de leur aire. Les plantes insulaires sont souvent dans ce cas. La flore de Madagascar en est l'exemple le plus frappant.

Ainsi tout ramène à une conception plus géographique des conditions de l'évolution. Nous allons essayer d'esquisser rapidement à la lumière de ces principes les grands traits de l'histoire paléontologique, telle qu'elle nous est actuellement connue.

Données paléontologiques. — D'une manière générale, on peut dire que le tableau de l'ensemble du monde vivant se rapproche de plus en plus de la situation actuelle dans la suite des temps géologiques. Il y a là un indice certain de continuité, qui s'oppose à toute explication catastrophique des changements. Mais on ne saurait parler vraiment d'un perfectionnement graduel de l'ensemble de la création. Les données paléontologiques nous montrent plutôt le développement parallèle de rameaux divers, dont l'origine nous échappe, et qui, après s'être perfectionnés, répandus et diversifiés, finissent par s'éteindre et disparaître [Depéret, 28].

Les progrès de la paléontologie végétale sont d'accord avec ceux de la paléontologie animale pour reculer de plus en plus dans la chronologie géologique les premières traces de chaque groupe. Les genres remontant au Primaire (*Lingula*, Poissons Ganoïdes) sont cependant des raretés. Des groupes doués d'un développement considérable ont disparu sans laisser aucune trace (Trilobites, Cycadées houillères, Dinosauriens secondaires). D'après Kobelt [30], l'origine de nos Mollusques d'eau douce remonte au Jurassique, celle des Mollusques terrestres au Crétacé. Le monde des Oiseaux se rapproche au Miocène de son aspect actuel. Quant aux Mammifères, ils représentent le groupe le plus récent; ce n'est qu'au pliocène que leurs principales familles sont répandues à la fois dans l'Ancien et le Nouveau Monde. Les origines de la flore actuelle ne peuvent guère être cherchées plus loin que le Tertiaire ancien. Il n'y a donc pas lieu de remonter au delà du Secondaire pour essayer de comprendre la formation du monde organique actuel.

Le milieu du Secondaire paraît avoir été une période uniformément chaude et humide où régnaient, à peu près sur toute la terre, des conditions

analogues à celles de la zone équatoriale actuelle et où l'extension des mers et des lacs était considérable. L'individualisation de la zone polaire se fait sentir dans le monde marin à partir du Crétacé. Les grands districts littoraux actuels apparaissent déjà ; la zone chaude avec ses récifs zoogènes se restreint de plus en plus ; la faune des grandes profondeurs s'individualise par immigration d'espèces littorales de la zone froide [PFEFFER, 29]. Sur les continents, les progrès du refroidissement et du dessèchement sont marqués aussi par la formation de zones biologiques, l'extinction de groupes anciens et le développement de groupes nouveaux. La faune d'eau douce conservera des types archaïques dans la zone chaude (Ganoïdes) ; les poissons de la zone tempérée datent du Crétacé ou du Tertiaire ancien. C'est surtout dans la faune terrestre que la transformation paraît radicale. Les animaux à sang froid avaient pu, au Secondaire, développer des formes géantes adaptées à tous les genres de vie : Amphibiens et Reptiles coureurs, nageurs et volants. Le refroidissement les fait disparaître et la prépondérance passe aux animaux à sang chaud : Oiseaux et Mammifères.

En même temps, la flore se transforme. Au Crétacé inférieur, les plantes fossiles qu'on rencontre sur les deux rives de l'Atlantique Nord peuvent déjà être rapportées à des familles ou des genres actuels [FLAHAULT, 23]. La zone polaire est déjà tempérée, le bouleau, le chêne, le hêtre, le noyer y apparaissent. Il y a des indices d'un climat de montagne plus près de l'équateur. Mais en général toute la flore de la zone tempérée a encore un caractère tropical ou subtropical humide jusqu'au milieu du tertiaire [SAPORTA, 21]. Les progrès du refroidissement paraissent avoir déterminé ceux des Angiospermes dans le monde végétal comme ceux des Mammifères dans le monde animal.

A l'Oligocène, la flore européenne prend un caractère subtropical : on y trouve les *Smilax*, genévriers, saules, peupliers, aulnes, châtaigniers, ormes, frênes. Les espèces du domaine méditerranéen actuel (laurier, olivier) s'étendent plus au Nord. Cette flore se retrouve alors d'un bout à l'autre de la zone tempérée actuelle, depuis l'Europe occidentale jusqu'à l'Asie orientale et l'Amérique du Nord. Une partie de ses espèces (*Magnolia*, *Gingko*, *Taxodium*, *Sequoia*) n'existent plus qu'en Amérique et en Asie.

La faune présente également des caractères uniformes dans toute l'étendue de la zone tempérée et subtropicale. Une série de riches gisements miocènes, depuis l'Espagne (Concud) jusqu'à l'Himalaya (Siwalik), en passant par la France méridionale (Lébéron), la Grèce (Pikermi) et la Perse (Maghana), nous montre un mélange de genres caractéristiques des zones tropicales et subtropicales actuelles : antilope, cerf, girafe, hipparion, rhinocéros, félins analogues au lion, panthère, tigre, hyène [GAUDRY, 25]. Dans l'extrême Est (Siwalik), des types forestiers (singes : chimpanzé, orang) se mêlent à cette faune qui est plutôt adaptée aux steppes, particulièrement en Grèce (Pikermi).

Cette répartition des flores et des faunes tertiaires indique une répartition des continents différente des conditions actuelles. C'est au milieu et à la fin du tertiaire que les liens très anciens entre les groupes continentaux de l'hémisphère Nord vont être définitivement brisés.

Nous avons vu (4e partie, ch. VIII) que les trois anciennes masses des continents sibérien, scandinave et algonkien avaient toujours tendu à se réunir depuis le Primaire jusqu'au Secondaire, tandis qu'une série de mers formait un cercle équatorial plus ou moins continu (Téthys). Dans la seconde partie du Tertiaire se forment définitivement l'Atlantique et le

Pacifique actuels. Toutefois, jusqu'à la fin du Tertiaire subsistent à l'extrême Nord des liens entre l'Ancien et le Nouveau Monde. Aussi les flores et les faunes adaptées au froid croissant présenteront-elles dans toute la zone tempérée des caractères communs qui feront défaut dans la zone tropicale.

C'est au Tertiaire aussi que se disloquent définitivement les anciennes masses continentales de l'hémisphère Sud, déjà entamées à l'époque secondaire. Au Crétacé, l'Australie était séparée de l'Asie sud-orientale et du continent Indo-Africain. Cet isolement lui permettra de conserver jusqu'à nos jours la faune de Mammifères la plus archaïque (Marsupiaux). A l'Oligocène, Madagascar est certainement séparée de l'Inde et se trouve ainsi soustraite à l'invasion des singes, gardant comme équivalent ses Lémuriens. Les flores tempérées des différents continents de l'hémisphère Sud sont par suite singulièrement plus différentes que celles de l'hémisphère Nord.

Ce morcellement des continents est d'autant plus important qu'il coïncide avec des changements progressifs du climat. La zone tropicale et subtropicale Européo-Asiatique manifeste une évolution de plus en plus marquée vers la sécheresse; une flore de steppe s'y développe autour des mers et bassins intérieurs, qui se dessèchent progressivement. La diffusion graduelle des plantes de steppe a été bien analysée par ENGLER [22]. L'extension de la faune de Pikermi répond au même phénomène. Les mammifères rongeurs, les herbivores coureurs et les carnassiers vivant à leurs dépens y dominent.

Le refroidissement de plus en plus marqué à la fin du Tertiaire aboutit à la grande extension glaciaire, qui bouleverse toutes les conditions biologiques. Une flore toute nouvelle, celle des toundras, se développe entre le rebord de l'inlandsis et les Alpes, avec le bouleau nain, le *Dryas octopetala*, le saule polaire, la saxifrage à feuilles opposées. Le réchauffement postglaciaire la chassera sur les montagnes, où se formeront des espèces endémiques. Les périodes interglaciaires elles-mêmes sont marquées par une extension de la flore steppique, qui a laissé des traces dans l'Europe occidentale, et par une invasion d'espèces méditerranéennes dans les Alpes, encore sensible dans bien des traits de la flore alpine et subalpine [J. BRIQUET, 24]. La faune est aussi profondément modifiée. La faune de Pikermi est définitivement reléguée dans la zone tropicale. Une partie de ses éléments se maintient cependant grâce à des adaptations au froid (Mammouth, *Rhinoceros tichorhinus*), mais pour disparaître avec le réchauffement. Les périodes interglaciaires et postglaciaires amènent une invasion dans le domaine forestier actuel des espèces de steppe (Rongeurs et Ruminants).

Enfin apparaît un nouveau facteur d'évolution : c'est l'homme, dont l'activité intelligente se déploie de plus en plus au cours des périodes glaciaires, et qui, dans la période actuelle, se multiplie partout, bouleversant l'équilibre du monde biologique. Les animaux et plantes domestiques, presque toutes originaires des steppes, se répandent avec lui. Un grand nombre d'animaux disparaissent, anéantis par lui ou par la simple concurrence de ses animaux domestiques.

Ce rapide tableau suffit pour faire comprendre l'intérêt que présente l'étude d'ensemble de l'évolution biologique en envisageant à la fois plantes et animaux dans leurs rapports avec les changements du milieu. Si le sens général de l'évolution n'apparaît peut-être pas

nettement du point de vue systématique, lorsqu'on ne cherche que les rapports des familles et des genres, il est parfaitement net au point de vue géographique. Nous assistons depuis le Secondaire à une spécialisation de plus en plus grande des zones climatiques et à un essai d'adaptation de plus en plus étroite à des milieux de plus en plus différents.

Au début nous n'avons pas encore de zones de climats différenciées; la séparation si tranchée actuellement entre les milieux (mer, eau douce, terre) existe à peine pour les Amphibiens et les Reptiles qui dominent partout. Peu à peu, avec le refroidissement qui met dans un état d'infériorité les animaux à sang froid, on voit se spécialiser le monde des Oiseaux et celui des Mammifères terrestres. Les origines de la flore tempérée nous apparaissent avec la différenciation des zones climatiques qui lui correspondent. Avec le desséchement des continents se développent les flores et les faunes de steppe. La période glaciaire détermine de nouvelles adaptations. Le morcellement des continents anciens augmente la diversité en empêchant ici des migrations, qui sont ailleurs possibles. Mais dans tous les continents nous voyons se produire la même adaptation progressive des types biologiques, en sorte que, partout où apparaissent les steppes, les déserts, les contrées froides, il y a formation d'associations nouvelles en rapport avec ces conditions, et des types endémiques s'y développent.

Ainsi, il semble que l'évolution elle-même s'éclaire si on l'envisage du point de vue géographique. L'indication de méthode que nous avons déjà donnée se trouve confirmée : des données que les sciences biologiques offrent au géographe, les plus importantes sont celles qui ont rapport à la physiologie et le vrai point de vue géographique est l'étude des associations de formes biologiques dans leur rapport avec le milieu.

---

1. — DARWIN (Ch.). The origin of species by means of natural selection. London, 1859.

2. — CANDOLLE (A. de). Ce qui se passe sur la limite géographique d'une espèce végétale et en quoi consiste cette limite. *An. Conservatoire et Jardin bot. de Genève*, II, 1858, p. 17-37.

3. — RATZEL (Fr.). Die Erde und das Leben, t. II. Leipzig, 1902. In-4°, 702 p., 23 pl., 12 cartes.

4. — WARMING (E.). Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie. Trad. allemande. Berlin, 1896. In-8°, 412 p.

5. — HÖCK (F.). Allerweltpflanzen. *Bot. Monatschr.*, 1897, 1900.

6. — SEMPER (K.). Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere. Leipzig, 1880. 2 vol. in-12, 229 et 296 pp.

7. — STAHL (E.). Der Sinn der Mycorhizenbildung. Eine vergleichende biologische Studie. *Jb. f. wiss. Bot.*, XXXIV, 1900, p. 539-668.

8. — KNUTH. Handbuch der Bluthenbiologie unter Zugrundlegung von Hermann Muller's Werk : Die Befruchtung der Blumen durch Insekten. Leipzig, 1898-99. 3 vol. in-8°, 400, 697 et 705 pp. (bibliographie, t. I, p. 263-388).

9. — WALLACE (A. R.). Island life. 2e édit., London, 1895. In-8°, XX + 563 p.

10. — KERNER VON MARILAUN (A.). Pflanzenleben. 2e édit., Wien, 1896-1898. 2 vol. in-8°, 766 et 778 pp.

11. — PENZIG (O.) et CHIABRERA (C.). Contributo alla conoscenza delle piante acarofile. *Malpighia*, XVII, 1903, 429 p., 3 pl.

12. — ULE (E.). Blumengärten der Ameisen am Amazonastrome. *Vegetationsbilder* de Karsten et Schenck, III, 1, 1905 (6 pl.). — Cf. IV, 1, 1906 (6 pl.).

13. — HÖCK (F.). Ankommlinge in der Pflanzenwelt Mitteleuropas während des letzten halben Jahrhunderts. *Beihefte Bot. Centralbl.*, XIII, 1902, p. 211-234; — XVIII, 1904, p. 96-112.

14. — DRUDE (O.). Manuel de Géographie botanique. Trad. Poirault. Paris, 1897. In-8°, XXIV + 552 pp., 4 pl. cartes.

15. — SCHIMPER (W.). Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. Iéna, 1898. In-8°, XVIII + 880 pp., 4 pl. cartes.

16. — DE VRIES (Hugo). Die Mutationstheorie, Versuche und Beobachtungen über die Enstehung der Arten im Pflanzenreich. Leipzig, 1902. 2 vol. in-8°, 648 et 752 pp., 8 et 4 pl.

17. — SCHMANKEWITSCH. Ueber das Verhältniss der Artemia salina zur Artemia Mühlhausenii und dem Genus Branchipus. *Z. f. wiss. Zool.*, Supplemt. z. XXV Bd., 1875, p. 103-116, pl. 6.

18. — ROULE (L.). Sur l'évolution subie par les poissons du genre Atherina dans les eaux douces et saumâtres du midi de la France. *C. R. Ac. Sc.*, CXXXVII, 1903, p. 1276-1277.

19. — WAGNER (M.). Die Darwinsche Theorie und das Migrationsgesetz der Organismen. Leipzig, 1868. In-8°, 62 p.

20. — ZEILLER (R.). Les progrès de la Paléobotanique de l'ère des Gymnospermes. *Progressus rei bot.*, II, 1907.

21. — SAPORTA (G. de) et MARION (A. F.). L'évolution du règne végétal, les Phanérogames. Paris, 1885. 2 vol. in-8°, 249 et 247 p. — Cf. L'évolution du règne végétal, les Cryptogames, Paris, 1881. In-8°, 238 p.

22. — ENGLER (A.). Versuch einer Entwickelungsgeschichte der Pflanzenwelt. Leipzig, 1879-1882. 2 vol. in-8°, XVIII + 202 et XIV + 386 pp.

23. — FLAHAULT (Ch.). Les progrès de la géographie botanique depuis 1884, son état actuel, ses problèmes. *Progressus rei bot.*, I, 1906, p. 243-317.

24. — BRIQUET (J.). Le développement des flores dans les Alpes occidentales, avec un aperçu sur les Alpes en général. 1906. In-8°.

25. — GAUDRY (A.). Les enchaînements du monde animal. Paris, 1878 1890. 3 vol in-8°. V. spéc. Mammifères tertiaires. 1878, 293 p. (2e éd., 1895).

26. — ARLDT (Th.). Die Entwickelung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig, 1907. In-8°, XVII + 750 pp., 23 pl.

27. — OSBORN (H. F.). The geological and faunal relations of Europa and America, during the tertiary period and the theory of the successive invasion of an African fauna. *Sc.*, XI, 1901, pp. 561-574 (Cf. Ten years progress in the mammalian paleontology of North America. *VIth Internat. Zool. Congr.*, 1904, p. 86-113).

28. — DEPÉRET (Ch.). Transformations du monde animal. P., 1907. In-12, 360 p.

29. — PFEFFER (G.). Versuch über die erdgeschichtliche Entwickelung der jetzigen Verbreitungsverhältnisse unserer Tierwelt. Hamburg, 1891. In-8°, 62 p.

30. — KOBELT (W.). Studien zur Zoogeographie. Wiesbaden, 1897 et 1898. 2 vol. in-8°, 344 et 368 pp.

31. — BLARINGHEM (L.). Les transformations brusques des êtres vivants. Paris, 1911, in-12, 353 p. (cf. Action des traumatismes sur la variation et l'hérédité. *Thèse*. Paris, 1907).

32. — HORNES (R.). Das Aussterben der Arten und Gattungen. *Festchr. d. Universität Graz.*, 1910-11.

33. — CUÉNOT (L.). La genèse des espèces animales. Paris, 1911.

CHAPITRE II

LES FACTEURS DE LA RÉPARTITION DES PLANTES

Les principaux facteurs. — Une excursion botanique permet de reconnaître en une journée les influences physiques qui agissent sur la répartition des plantes. Ces influences se trahissent par le groupement d'un certain nombre d'espèces à l'endroit où se présentent des conditions particulières d'humidité, de chaleur, de lumière ou de sol. C'est ce que les botanistes appellent une *station*.

L'influence de l'humidité est celle que l'on reconnaît le plus aisément. Les mares, le bord des étangs, des rivières ou des canaux sont la station des plantes d'eau, aux tiges molles, aux feuilles glauques souvent flottantes; les prairies ont une flore encore assez exigeante en eau; les rochers et les éboulis n'abritent que des plantes capables de résister à la sécheresse, parfois épineuses, poilues, ou gardant des réserves d'eau dans leurs feuilles charnues.

L'influence de la lumière apparaît aussi très nettement : il y a des plantes d'ombre groupées sous le sous-bois des forêts, et des plantes de lumière, qu'on ne trouve que dans les stations découvertes. Celle du sol est évidente, pour peu que l'herborisation se passe dans une région géologiquement assez variée : certaines plantes ne poussent que sur les sols calcaires, d'autres sont limitées aux sols siliceux. On en voit qui ne quittent pas les sols d'alluvions profonds et humides; d'autres qui sont cantonnées aux rochers. Sur le bord de la mer et dans les terrains salins poussent des plantes très spéciales, qu'on ne trouve pas ailleurs.

Il faudrait un voyage plus prolongé, ou une ascension en montagne, pour reconnaître l'influence de la température. On ne doit pas oublier cependant que c'est là le facteur primordial de la répartition des végétaux. Les grands groupes floristiques sont séparés surtout par l'adaptation à un régime thermique différent et la division du

globe en zones de chaleur par Köppen a pu servir de cadre à une division en régions florales [DRUDE, 4]. L'extension de la zone froide à une époque géologique récente a été dans l'hémisphère Nord le principe d'un bouleversement général de la géographie botanique.

Une excursion en montagne nous révélerait aussi facilement l'influence du vent, particulièrement vers la limite de la forêt, où il ébranche les arbres. Nous verrons que ce facteur physique a une importance plus grande qu'on ne l'imagine, même dans les plaines.

Ces influences diverses ont été groupées en *facteurs climatiques* et *facteurs géologiques*. En réalité, cette distinction n'est pas absolue. Le même sol n'a pas la même influence sous des climats différents. Les divers facteurs climatiques ne sont pas non plus séparables. La sensibilité des plantes au froid dépend de la sécheresse plus ou moins grande de l'air et du sol. La sensibilité à la sécheresse dépend elle-même de la température. La Russie méridionale, qui reçoit la même quantité de pluie que les environs de Paris, est une région de steppes, à cause des fortes chaleurs de la fin de l'été et des froids excessifs de l'hiver.

Enfin il faut toujours avoir présent à l'esprit, si l'on veut bien comprendre le jeu des influences physiques, le grand rôle des facteurs biologiques analysés dans le chapitre précédent : la tendance à l'expansion des organismes, la lutte pour la vie et l'évolution.

La température. Les points critiques. — L'influence de la température sur la répartition des végétaux, évidente si l'on considère l'ensemble du globe, devient plus difficile à saisir et presque énigmatique lorsque l'on étudie spécialement une région. Elle semble avoir un caractère plutôt négatif.

Il y a pour chaque plante un *zéro spécifique*, au-dessous duquel la vie ne lui est pas possible. Si le thermomètre reste à ce degré pendant plusieurs jours, parfois même pendant quelques minutes seulement, c'est la mort certaine. Il y a aussi une limite supérieure, que la température ne peut pas dépasser sans mettre en danger la vie de la plante. Il y a enfin une *température optimum* qui est celle où la plante végète avec le plus de vigueur. Ce sont, suivant l'expression de SCHIMPER [3], les *points critiques* de la vie de la plante.

La nature de l'action du froid n'est pas bien déterminée; en tout cas elle n'a rien à voir avec la congélation. Les plantes équatoriales périssent avant que le thermomètre ne soit descendu à 0°. D'autre part, les algues des mers polaires s'accroissent et se reproduisent à des températures de — 4°.

Les plantes de la zone tempérée peuvent supporter la gelée pendant leur période de vie ralentie. Mais elles redeviennent plus sensibles au froid, quand la vie végétative a repris. C'est ce qui explique les craintes inspirées aux agriculteurs par les printemps trop précoces, qui font partir les arbres fruitiers et les exposent à un retour désastreux des gelées.

Certaines plantes sont très péniblement affectées par les hautes températures, notamment les conifères, dont l'ère d'extension est par suite presque entièrement en dehors de la zone tropicale (fig. 345).

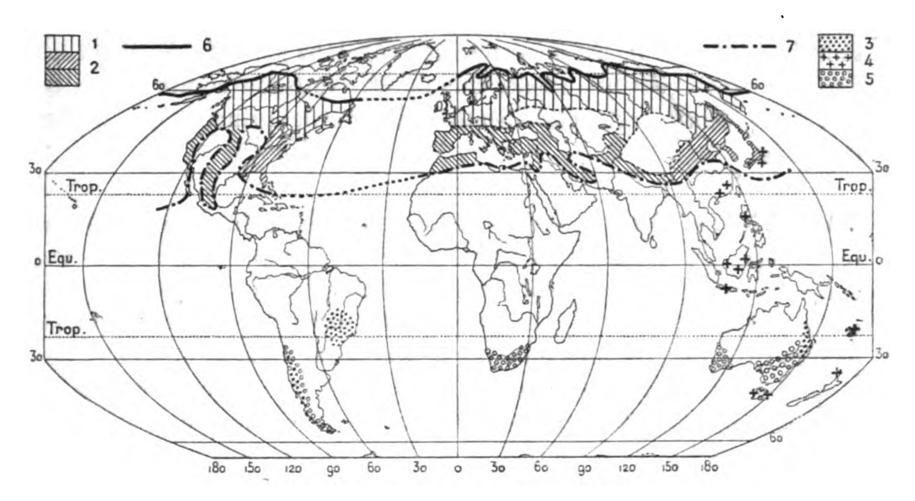


Fig. 345. — Répartition des conifères, d'après Drude.

1, 2, domaine continu des conifères septentrionaux (6 et 7, ses limites septentrionale et méridionale) ; — 3, 4, 5, domaine discontinu des conifères méridionaux ; — 1, zone tempérée froide (sapins, mélèzes) ; 2, zone subtropicale : pins, cèdres (le sens des hachures distingue les régions de développement indépendant : Californie, Amérique orientale, zone méditerranéenne, région sino-japonaise) ; — 3, Araucarias ; — 4. Cunninghamia ; — 5, Actinostrobus et Podocarpus.

Il y a un zéro spécifique et un optimum non seulement pour chaque espèce mais même pour chacune des fonctions de la vie des plantes : germination, feuillaison, floraison, fructification. Les recherches à ce sujet sont encore insuffisantes et ne concernent qu'un petit nombre de plantes de la zone tempérée. On a constaté que la température optimum ne croît pas constamment au fur et à mesure que se déroule le cycle vital aboutissant à la reproduction. L'étude scientifique de la *forcerie*, c'est-à-dire du procédé qui permet d'obtenir en serre et dans un temps très court des fruits savoureux, a montré que la température doit être abaissée pendant la période de floraison. Pynaert [7] a trouvé que le pêcher, pour lequel on doit faire monter la température jusqu'à 18° pendant le premier mois, développe rapidement ses fleurs quand on abaisse la température à 8 ou 12°, et son fruit par une température de 12 à 15°. Ce n'est que pour hâter la maturité qu'on doit relever la température à 20 ou 22°.

D'après Schimper [3], il semble que ce soit une loi générale, au moins pour les plantes de la zone tempérée, et que les phénomènes de reproduction

sont favorisés par des températures relativement plus basses que les phénomènes végétatifs.

Les points critiques de la vie végétale ne sont pas absolument stables. Mais ils ne peuvent guère être notablement dépassés. L'acclimatation des plantes à des climats plus chauds ou plus froids peut être considérée comme une impossibilité[1]. La fonction dont le point paraît le plus fixe est la reproduction. Les plantes de la zone tropicale qu'on arrive à cultiver dans la zone subtropicale ou tempérée ne se reproduisent pas.

On peut diviser les plantes d'après leur exigence en chaleur. De Candolle [5] distinguait les *mégathermes*, exigeant une température constamment supérieure à 20°; les *mésothermes*, s'accommodant d'une température de 15°, les *microthermes* végétant à partir de 0°, et les *hékistothermes* végétant au-dessous de 0°. Nous ne sommes pas en état de préciser cette classification d'après le principe des points critiques.

La période végétative. — Les plantes microthermes et mésothermes font usage pour résister au froid du procédé de la vie ralentie, qui consiste dans l'arrêt de certaines fonctions et la suppression des organes qui en sont chargés. La reproduction est généralement suspendue; il en est de même de la respiration et de l'assimilation chez la plupart des microthermes. Parfois tous les organes végétatifs disparaissent; la plante achève son cycle de vie active pendant la saison favorable et se perpétue par un germe capable de résister longtemps. Nous avons ainsi un très grand nombre de *plantes annuelles*, à côté des *plantes* dites *vivaces*, qui persistent d'une année à l'autre.

Certaines plantes passent à l'état de vie ralentie sans changements extérieurs apparents : ainsi la plupart des Conifères et les plantes vertes des climats méditerranéens.

Pour la plupart des plantes de la zone subtropicale et tempérée, l'année se divise donc en une période végétative et une période de vie ralentie. La durée de la période végétative n'est pas la même pour une même plante dans des climats différents. L'apparition des feuilles est plus précoce et leur chute plus tardive dans la zone méditerranéenne que dans la zone tempérée froide. D'après Drude [4], le cycle végétal du bouleau s'accomplit en 6 mois à Dresde, en 4 mois à Petropavlovsk, en 3 mois à Iakoutsk (fig. 346). La rapidité avec laquelle la végétation se développe en Finlande et dans la

1. On donne trop facilement le nom d'acclimatation à la culture de plantes étrangères dans des conditions physiques identiques à celles de leur pays d'origine.

Russie septentrionale est toujours un objet d'étonnement pour l'Européen du Sud. Transportées dans des climats différents, on a constaté que les plantes ont une tendance à garder leur période végétative. Il y a là un fait d'hérédité qui s'oppose à l'acclimatation.

Phénologie. — La date du début de la période végétative et celle des fonctions les plus importantes (floraison, fructification) sont donc des éléments qu'il est intéressant de connaître avec précision. On a donné le nom de *phénologie* à cette étude. Si l'on observe, pour une plante déterminée, la date à laquelle commence une certaine fonction en un grand nombre de points, on peut, en joignant les localités de même date, tracer sur la carte des courbes analogues aux isothermes qu'on appelle *courbes phénologiques*. La critique des observations, et la correction d'altitude sont malheureusement encore plus difficiles que pour la température. Les essais de ce genre faits pour l'Europe centrale montrent que le retard des feuillaisons progresse à la fois vers le N. et vers l'E. La comparaison avec les isothermes ne montre pas toujours une parfaite concordance.

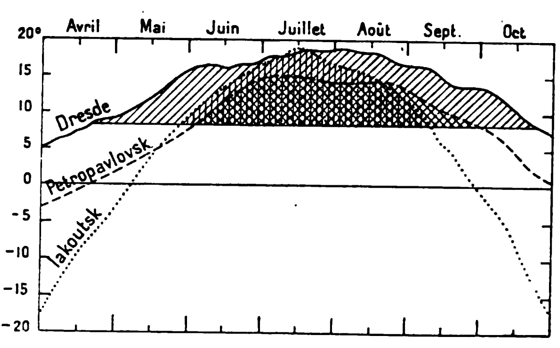


Fig. 346. — Courbes phénothermiques de la végétation du bouléau, d'après Drude.

Les courbes représentent la marche de la température à Dresde, Petropavlovsk et Iakoutsk. L'aire grisée indique l'étendue de la période végétative.

C'est que la plante n'est pas seulement sensible à la température d'un jour déterminé, mais plutôt à une série de températures. Pour s'en rendre compte, les botanistes se sont proposés d'intégrer la courbe des températures antérieures au début d'un phénomène déterminé. Malheureusement les procédés employés n'ont guère de commun que le nom avec une véritable intégration. Plusieurs méthodes ont été employées par de Candolle, Hoffmann et autres; mais, malgré l'effort considérable déployé, il semble bien que la notion de l'*intégrale de température* doive être définitivement abandonnée.

Lumière et Insolation. — L'influence de la température sur les végétaux est inséparable de celle de l'insolation et de la lumière. Tous les calculs basés sur les moyennes thermométriques pèchent notamment parce qu'ils ne tiennent pas compte de l'insolation. La période végétative très réduite des plantes alpines et des plantes polaires s'accomplit avec une rapidité et témoigne d'une intensité de vie incompréhensibles, si l'on ne tient pas compte de la chaleur directement absorbée par les tissus de la plante et par le sol où elle

plonge ses racines. Dans les hautes latitudes, la longueur des jours dépassant 24 heures prolonge la période d'insolation. Dans la montagne, la transparence de l'air et la pente du sol lui donnent une intensité deux ou trois fois plus grande qu'en plaine (voir 2e partie, chapitres I et VII).

Il en résulte que les contrastes de la végétation suivant l'exposition croissent à la fois avec la latitude et avec l'altitude, comme les contrastes de l'insolation. Les botanistes ont repris pour eux les termes populaires d'*adret* et d'*ubac*, désignant dans les Alpes le côté exposé au soleil et celui de l'ombre. Aux *adrets*, la flore méditerranéenne s'avance très loin vers le nord; on en a trouvé des traces jusque dans le Valais, et jusqu'à 1 650 m. au Mont Ventoux [FLAHAULT]. Aux *ubacs*, les plantes du Nord se retrouvent jusqu'en Provence, par exemple à la Sainte-Baume, aux portes de Marseille. On ne note pas de contrastes analogues dans les régions équatoriales.

L'influence de l'insolation n'est pas physiologiquement séparable de celle de la luminosité, qui a fait l'objet d'études expérimentales fort intéressantes. On sait depuis longtemps que les plantes cultivées en cave ont des tissus décolorés, jaunes ou blanchâtres. Dans l'obscurité complète, le développement jusqu'à la floraison est impossible. On sait aussi que les plantes cherchent la lumière : les branches des grands arbres d'une allée de parc se développent du côté extérieur; les tiges de fleurs cultivées en pots dans une chambre pointent vers la fenêtre.

Les premiers botanistes préoccupés de physiologie avaient reconnu, dès la fin du XVIIIe siècle, que les plantes vertes exposées à la lumière dégagent de l'oxygène et absorbent de l'acide carbonique. On a établi depuis que la couleur verte était due à des *corpuscules*, appelés *chlorophylliens*, et on a pu démontrer expérimentalement que ce sont eux qui décomposent l'acide carbonique de l'air, fixant dans la plante le carbone et rejetant l'oxygène. Cette décomposition est due au pouvoir absorbant de la *chlorophylle* pour les rayons rouges et jaunes du spectre solaire. Seules les plantes parasites sont dépourvues de chlorophylle, car elles sucent la sève de leur hôte. L'étiolement des plantes cultivées dans l'obscurité s'explique par l'absence de chlorophylle. La lumière parait encore nécessaire à l'assimilation des nitrates et de diverses substances minérales puisées dans le sol par les racines. Ce seraient les rayons violets qui auraient à cet égard l'influence la plus marquée.

La lumière est aussi nécessaire que la chaleur à la vie des plantes. Au-dessous d'une certaine quantité de lumière, la vie est impossible; il y a donc là aussi un zéro spécifique, qui varie beaucoup d'une plante à l'autre. Il est probable qu'il y a aussi une limite supérieure, qui

ne peut être dépassée sous peine de mort, par épuisement rapide de la chlorophylle. On l'a constaté pour certaines algues adaptées à la vie sous-marine dans des conditions normales de faible luminosité.

Il y a aussi un optimum encore mal défini. Les expériences de WIESNER [9] et de BONNIER [10] ont montré d'autre part que les différentes fonctions de la vie végétale n'exigent pas la même quantité de lumière. L'accroissement des organes purement végétatifs, branches, feuilles et racines, est retardé chez la plupart des phanérogames par une lumière intense. Les phénomènes de reproduction sont favorisés par la luminosité. La culture dans une semi-obscurité empêche le développement des fleurs.

La nature offre des variations de luminosité plus grandes que toutes celles que peuvent réaliser les expériences. A l'action du climat et du relief du sol s'ajoute celle des organismes qui peuvent protéger le sol contre la lumière. Il peut donc y avoir partout des plantes d'ombre et des plantes de lumière. Les premières sont caractérisées par un développement relativement plus grand des organes végétatifs et la réduction des fleurs; les secondes ont généralement des feuilles et des tiges plus épaisses et plus courtes, des fleurs plus larges, de couleurs plus vives et durant plus longtemps. Le contraste est frappant par exemple entre les plantes vivant sous le couvert de la forêt et celles des prairies ou des champs. D'un côté, de grandes ombellifères à larges inflorescences; de l'autre, la sanicle à fleur minuscule. Ici, les touffes d'un jaune éclatant des renoncules, les bouquets rouges des coquelicots, les marguerites, les pensées; là, les muguets, les petites violettes, etc.

Les plantes alpines et les plantes polaires sont des plantes de lumière remarquables par la réduction des tiges et l'éclat des fleurs. BONNIER, en cultivant des plantes de la zone tempérée sous une lumière continue, a réussi à y amener des transformations les rapprochant des types polaires [10].

Le vent. — On ne peut citer aucune expérience analogue pour préciser l'influence du vent sur la végétation et son importance n'est pas toujours suffisamment appréciée. Nous avons déjà noté son rôle dans la dispersion des graines. Mais l'influence du vent est surtout remarquable par ses effets nuisibles à la végétation arborescente.

Il agit mécaniquement, en courbant les branches et même en brisant les ramures les plus fines qu'il entrechoque violemment. On voit parfois dans la vallée du Rhône, après un fort coup de mistral ou sur le bord du Massif Central, après un coup d'autan, les bois

de chênes ou de hêtres jonchés de feuilles encore vertes. La direction du vent dominant est indiquée clairement dans certaines régions par l'inclinaison des troncs des arbres. Près d'Avignon, le mistral a ainsi mis son empreinte sur la végétation. Le Norouet est marqué de même sur les côtes de Bretagne (pl. XXXVIII, A) C'est moins le vent le plus fréquent que le plus violent qui règle cette inclinaison. En montagne, la limite des arbres offre généralement une zone d'arbres rabougris aux cimes écrétées, aux branches avortées du côté d'où viennent les rafales les plus fortes (pl. XXXVIII, C).

L'action du vent n'est pas seulement mécanique, mais aussi physiologique. Le mouvement de l'air exaspère la transpiration ; la plante se dessèche, même pendant la période de vie ralentie. Le vent tue par la sécheresse qu'il apporte, autant que par sa brutalité. Ce qui le prouve c'est l'influence très nette qu'il exerce en Sibérie. où les brises sont cependant rarement violentes. KIHLMAN [12] observe que la forêt remonte le long des vallées abritées très loin vers le Nord. Même en montagne cette action desséchante du vent est évidente. Dans un même massif, la limite la plus basse de la forêt se trouve généralement du côté exposé au vent dominant; dans deux massifs voisins, c'est le moins élevé qui a la limite la plus basse, parce qu'à égale altitude on est plus près du sommet (cf. chap. III).

L'humidité; différents types d'adaptation. — Aucune plante ne peut se passer d'eau. Pompée dans le sol par les racines, l'eau forme la sève brute, qui traverse tout l'organisme, en entraînant les minéraux en dissolution et vient transpirer par les feuilles, où s'opère la synthèse chimique, donnant la sève élaborée assimilable par les tissus. Aussi l'eau intéresse-t-elle les plantes sous toutes les formes où elle existe dans la nature : l'humidité du sol fournit directement la matière première de la sève; l'humidité de l'air règle la transpiration des feuilles comme l'évaporation physique; la pluie, dont le régime nous est seul bien connu à peu près partout, agit indirectement par ses relations avec l'humidité de l'air et du sol.

La souplesse d'adaptation des organismes végétaux aux conditions variées de l'humidité contraste avec leur inaptitude à se plier aux changements de température. On connaît des plantes qui vivent dans des sables en apparence complètements secs, ou sur des rochers nus à peine fendillés, dans un air d'une telle sécheresse que les lèvres gercent et les ongles cassent. Il ne semble pas y avoir de zéro spécifique absolu pour l'humidité; mais il y en a un pour chaque plante ou chaque groupe de plantes adapté à certaines conditions.



Cliché E. de Martonne.

A. — ARBRES COUCHÉS PAR LE *Norouët*, PRÈS PENMARCH (FINISTÈRE).



Cliché E. de Martonne.

B. — LANDE CÔTIÈRE A CARACTÈRE STEPPIQUE. PRESQU'ILE DE CROZON (FINISTÈRE).
Touffes clairsemées d'ajoncs nains sur le sol pierreux battu par les vents.
Au fond, les " Tas de Pois ", exemple d'émiettement d'une pointe sous l'effort de l'érosion marine.



Cliché E de Martonne.

C. — LIMITE DE LA FORÊT A BALOTA (KARPATES MÉRIDIONALES).
Derniers sapins écrêtés et privés de branches du côté du vent dominant.
Formes naines tapies au ras du sol.

Les différentes fonctions de la vie végétale ne demandent pas la même quantité d'eau. La sécheresse favorise les phénomènes de reproduction chez un grand nombre de plantes; l'humidité favorise le développement de l'appareil végétatif.

L'attention des botanistes s'est surtout portée sur les formes d'adaptation de l'appareil végétatif aux conditions variées de l'humidité. On distingue depuis longtemps des *plantes xérophiles*, ou *xérophytes* adaptées à la sécheresse, et des *hygrophytes*, ou *plantes hygrophiles*, adaptées à l'humidité, sans compter les plantes aquatiques, qui vivent constamment dans l'eau. Les expériences ont permis de préciser les caractères dus à l'abondance ou à l'indigence de l'eau, de transformer partiellement des xérophytes en hygrophytes. On a reconnu que les modifications portaient non seulement sur les formes extérieures, mais sur la nature histologique des tissus.

Plantes aquatiques. — Les plantes vivant dans l'eau se trouvent dans des conditions très spéciales. Leurs caractères ne sont pas simplement l'exagération de ceux des plantes hygrophiles. Comme celles-ci, elles ont sans doute des feuilles très développées, des tiges allongées et molles; les racines sont très réduites à cause de la facilité d'absorption. Mais la vie dans le milieu aquatique a des conséquences particulières : la lumière tamisée par l'eau étant réduite, les organes assimilateurs se portent vers la surface par l'allongement des tiges et des pétioles. Les échanges gazeux se faisant moins aisément qu'à l'air libre, les feuilles se divisent ou s'allongent en minces lanières, étendant ainsi les surfaces d'absorption, les stomates diminuent ou disparaissent des parties immergées, les tissus sont creusés de lacunes, par où l'air circule directement à l'intérieur de la plante.

Plusieurs plantes aquatiques, notamment les renoncules d'eau, ont à la fois des feuilles flottantes à la surface, ayant la structure des feuilles aériennes et des feuilles submergées, divisées en lanières. Les cultures expérimentales de Costantin [14] ont montré qu'on peut provoquer chez les plantes terrestres la disparition des stomates, la transformation des feuilles, l'allongement des tiges. Une feuille de renoncule maintenue à demi plongée dans l'eau s'est développée en lanières du côté immergé.

L'influence du milieu aquatique est défavorable à la reproduction des plantes supérieures. Un très petit nombre de phanérogames ont un pollen capable d'agir dans l'eau (Naïadacées, *Zostera*, etc.). La plupart des plantes d'eau cherchent à développer leurs organes de

reproduction à la surface. C'est ainsi que les épis bruns des *Potamogeton* se dressent au-dessus de l'eau, que les fleurs des Nénuphars s'y étalent. Certaines plantes attachées au fond ont une fleur à pédoncule enroulé en tire-bouchon qui se déroule et monte à la surface (*Vallisneria*). Les plantes phanérogames qui restent en profondeur se reproduisent à peu près exclusivement par bourgeonnement.

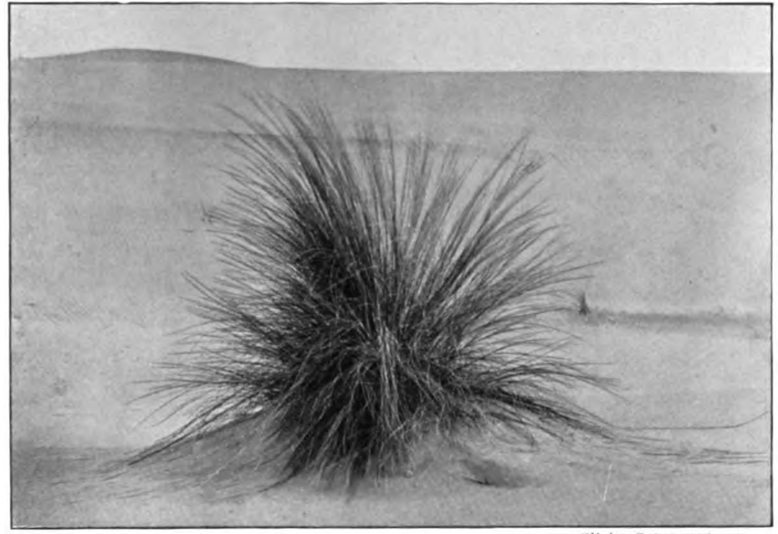
Les phénomènes de reproduction sont de nature très différente chez les Algues. L'organisme tout entier diffère d'ailleurs de celui des plantes terrestres : toute trace de feuilles, racines et tiges a disparu. Ce sont les véritables plantes d'eau; la plupart des plantes aquatiques phanérogames ne sont que des formes d'adaptation plus ou moins imparfaites de plantes terrestres à la vie aquatique.

Hygrophytes et xérophytes. — La vie à l'air libre, même saturé d'eau, avec des racines plongeant dans un sol humide, imprime aux plantes terrestres des caractères un peu analogues à ceux des plantes aquatiques : les tiges s'allongent et s'amollissent par réduction du tissu ligneux, les feuilles se développent et s'amincissent. La zone équatoriale humide est peuplée de plantes hygrophiles typiques : les bananiers en sont l'exemple le plus remarquable, les palmiers ont la même origine, bien que certaines espèces aient réussi à s'adapter à des climats relativement secs.

L'excès d'humidité peut avoir des inconvénients. L'eau ruisselant constamment sur les feuilles les mettrait dans les conditions des plantes aquatiques, si l'écoulement n'était favorisé par un réseau de nervures saillantes et un allongement de l'extrémité de la feuille en gouttière, comme c'est le cas du *Ficus religiosa* (fig. 347). Dans un air saturé, la transpiration devient difficile, comme l'évaporation physique; les échanges gazeux et la synthèse de la sève qui en résulte sont par suite retardés. La plante risque de ne pouvoir se nourrir. De là le grand développement des tissus lacuneux, donnant parfois aux feuilles gonflées de certaines plantes hygrophiles une apparence de xérophiles.

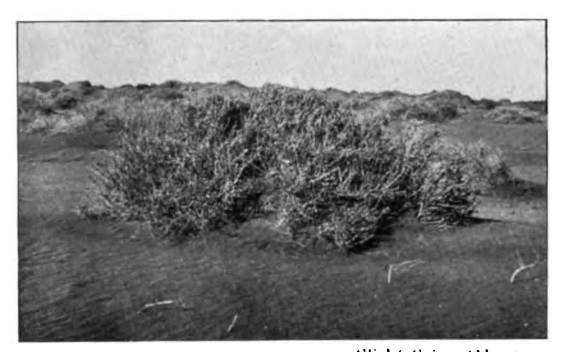
En général, les plantes xérophiles ont cependant des caractères exactement opposés à ceux des plantes hygrophiles. Les racines se développent pour aller chercher de l'eau dans le sol aussi loin que possible; les tiges sont plus courtes et plus solides, grâce au développement de l'appareil ligneux; l'effort porte surtout sur la réduction de la transpiration et l'accumulation de réserves d'eau. Les feuilles se transforment : leur surface diminue, leur épaisseur est plus

Types de végétation xérophile désertique



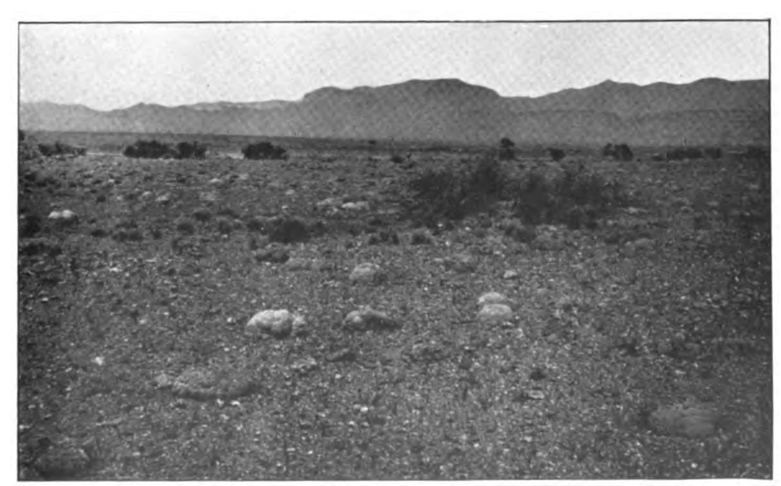
Cliché Geiser (Alger).

A. — TOUFFE DE DRIN DANS LES DUNES (SAHARA ALGÉRIEN).
Le Drin (*Aristida pungens*) est une graminée à feuilles étroites et piquantes.



Cliché Geiser (Alger).

B. — BUISSONS DE SALSOLACÉES ÉPINEUSES DANS LES DUNES.
Au premier plan, touffe d'*Haloxylum articulatum*.



Cliché L. Planchon.

C. — SOL DE REG, PRÈS BOU AÏECH (SAHARA ALGÉRIEN).
Plaine caillouteuse avec quelques boules d'*Anabasis aretioides*, et quelques buissons de jujubier (*Zizyphus Lotus*). Au fond, pistachiers marquant un point d'eau.

grande; les stomates sont moins nombreux, groupés dans les replis de l'épiderme, parfois ils manquent complètement sur la face supérieure. L'épiderme est rendu chimiquement imperméable par une cuticule épaisse ou par un léger enduit cireux; parfois le bord de la feuille est ligneux et épineux. La feuille elle-même ou des rameaux peuvent être remplacés par des épines.

Ces caractères sont visibles sur toutes les plantes de climat sec. Presque toutes les plantes méditerranéennes offrent des adaptations de ce genre; il suffit de citer l'olivier, le genêt épineux, le chêne liège, le kermès, etc. Chez certaines plantes désertiques, la réduction des organes de transpiration peut aller jusqu'à la suppression complète des feuilles (*Saxaoul* du Turkestan, *Rtem*, *Haloxylum* du Sahara, voir pl. XXXIX, B).

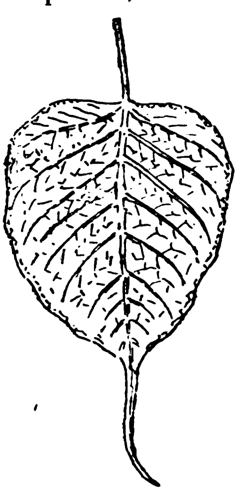


Fig. 347. — Feuille de *Ficus religiosa*, structure hygrophile, d'après Schimper.

Mais l'adaptation peut se faire dans un sens différent. La plante peut accumuler des réserves d'eau, en modifiant ses tissus : la distinction entre la tige et la feuille disparaît; toute la partie aérienne de l'appareil végétatif est rendue verte par la chlorophylle et s'épaissit démesurément. Ces *plantes*, dites *succulentes*, ou plantes grasses, sont répandues surtout dans les régions désertiques et subdésertiques chaudes. Leur surface est généralement couverte d'épines. Les *Cactus*, les *Cereus*, les *Aloes*, les *Agave*, les *Yucca*, en sont des exemples connus de tous par l'usage qu'en fait la culture ornementale. Les Euphorbes deviennent aussi dans les régions sèches et chaudes des plantes grasses souvent de grande taille (Mexique, Afrique, voir pl. XLV, C).

Sécheresse physique et sécheresse physiologique. — La raison des adaptations xérophiles est facile à saisir lorsque le sol et l'air sont également secs; mais on connaît des exemples de plantes xérophiles dans des climats humides et sur des sols où l'eau ne manque pas : plantes marines, plantes des tourbières et des sols calcaires. C'est pour expliquer cette situation en apparence paradoxale que Schimper a employé l'expression de *sécheresse physiologique*, qui a fait fortune parmi les botanistes. L'adaptation xérophile est due, dans ce cas, non à la sécheresse du milieu physique, mais à une réaction de l'organisme, qui se refuse en quelque sorte à absorber l'eau contenue dans le sol, lorsqu'elle est chargée de substances ayant un caractère toxique (sel, humus, calcaire).

La question a été définitivement éclaircie par des travaux récents [42, 43] qui ont montré le rôle joué par la pression osmotique dans toutes les adaptations xérophiles. L'absorption de l'eau par les radicelles est réglée par la différence de concentration de la sève et de l'eau du sol, différence mesurée par la pression osmatique. Elle devient physiquement impossible dans un sol humide mais riche en sels, la concentration de l'eau devenant trop forte. La vie n'est alors possible qu'au prix d'adaptations xérophiles.

Les tropophytes ou plantes tropophiles. — Dans les climats à saisons sèches très marquées, la végétation a dû s'adapter à des conditions alternativement xérophiles et hygrophiles. C'est ainsi que la plupart des arbres des régions tropicales et des pays de moussons perdent leurs feuilles et entrent dans un repos végétatif relatif pendant la saison sèche. Les seuls organes aériens subsistants ont en effet une structure aussi xérophile que celle des plantes désertiques : tiges et branches ligneuses, bourgeons recouverts d'une cuticule cireuse et brillante. Avec les premières pluies, les bourgeons éclatent, les feuilles se développent et les appareils de reproduction se forment. On a proposé, pour désigner les plantes alternativement hygrophiles et xérophiles, le nom de *tropophytes*, d'où, par analogie, l'expression de *plantes tropophiles* [Schimper, 3].

La perte temporaire des feuilles permet aux plantes tropicales de s'adapter aux climats les plus secs, à condition qu'ils aient deux ou trois mois de pluies revenant régulièrement. Plus la saison sèche est prolongée, plus le caractère xérophile de la végétation est accentué : le tronc et les branches prennent un développement inusité dans certains arbres, comme le baobab (pl. XLII, B); des épines couvrent toutes les parties ligneuses, comme dans les acacias. La structure hygrophile des feuilles forme un contraste saisissant : elles sont minces, divisées, riches en stomates. Il s'agit en effet, pendant le court espace de temps que dure la saison des pluies, d'assimiler le plus possible et d'accomplir rapidement le cycle conduisant à la reproduction.

Les plantes de la zone tempérée à hivers marqués sont aussi des tropophytes. Le véritable sens de l'établissement du repos végétatif pendant la saison froide est la protection contre la sécheresse. C'est à ce point de vue qu'il convient de se placer pour comprendre l'effet physiologique des basses températures. La montée de la sève ne dépend pas seulement de l'humidité de l'air et du sol, mais de la chaleur. Arrêtée par le froid, elle ne permet pas à la plante de

s'alimenter en eau. L'hiver est physiologiquement une saison sèche. Aussi nos arbres et arbrisseaux y prennent-ils une structure xérophile comme les plantes tropicales : les organes de reproduction, les feuilles disparaissent. L'aspect de nos campagnes en hiver est celui des abords d'un désert. Mais, dès que la température permet l'alimentation en eau, les bourgeons éclatent, les feuilles se développent; elles ont chez certains arbres, chênes, ormes, hêtres surtout, une structure hygrophile des plus nettes.

La disparition complète de l'appareil végétatif, à l'exception des racines et des bourgeons, dans les plantes herbacées est due à la même adaptation. Les plantes annuelles sont des hygrophytes disparaissant complètement avec la sécheresse physique estivale des régions désertiques et subdésertiques, ou avec la sécheresse physiologique hivernale de la zone tempérée.

Un grand nombre d'arbustes et d'arbres des régions tempérées froides sont des xérophytes pendant presque toute l'année. Tels sont la plupart des Conifères : pins, sapins, genévriers, thuyas. Leurs feuilles aciculaires, revêtues d'une cuticule vert sombre, transpirent très peu. Seules les jeunes pousses se développant au printemps sont hygrophiles.

Dans la région subtropicale à étés secs (climat méditerranéen), la période végétative se trouve singulièrement réduite pour les plantes herbacées, entre le froid relatif de l'hiver et la sécheresse de l'été. De là des adaptations spéciales sur lesquelles nous reviendrons, mais dont la plus importante est l'accumulation de réserves nutritives dans les organes souterrains (bulbes, rhizomes, racines tubéreuses). Ces réserves permettent un développement rapide, même en cas d'insuffisance de pluie

Influence du sol. — Définitions. — L'attention des botanistes a toujours été excitée par l'observation de l'influence du sol sur la végétation. Mais les idées sur ce point sont restées pendant longtemps très confuses. De grands progrès ont été cependant réalisés, grâce à l'usage du point de vue physiologique dans l'interprétation des adaptations des plantes et grâce aux perfectionnements apportés à l'analyse des sols par les chimistes agronomes et les géologues.

L'étude du sol est devenue une véritable discipline spéciale ayant ses périodiques et ses congrès [38]; dans plusieurs pays des services d'État, soit indépendants, soit annexés au service géologique, y sont exclusivement voués. On a proposé pour la nouvelle science les noms d'*Agrogéologie* et de *Pédologie*. Les géographes doivent suivre

avec attention ses progrès qui intéressent à la fois toutes les branches de la géographie physique, et même, par suite des rapports étroits des cultures avec le sol, la géographie humaine.

Qu'est-ce que le sol? On le définit généralement : la couche superficielle de l'écorce terrestre formée d'éléments meubles et qui nourrit la végétation.

Dans un terrain rocheux, le sol est à peu près identique à la couche de débris provenant de la décomposition. Dans un terrain meuble (sable, argile, alluvion) il n'en est plus de même. Ce qui distingue essentiellement le sol, c'est qu'il est sous l'influence de la végétation, qui, se nourrissant à ses dépens, doit forcément modifier sa composition, et aussi sous l'influence du climat qui pénètre avec la chaleur et les eaux météoriques.

Il y a dans le sol deux catégories d'éléments d'origine différente : des éléments inorganiques ou minéraux, et des éléments organiques formant ce qu'on appelle l'*humus*. Le sol proprement dit est toujours plus ou moins imprégné d'humus ; il passe graduellement en profondeur à un sol purement minéral qu'on peut appeler le *sous-sol*. Le sous-sol repose sur la roche en place et se renouvelle à ses dépens ; il nourrit à son tour le sol.

Fig. 348. — Exemple d'analyse mécanique d'après Hilgard. — Diamètres variant de 0,016 à 0,50 mm. dans l'ordre des numéros.

A, limon alluvial ; B, limon sableux ; C, sol de bois de pins ; D, sol sableux.

La vie normale du sol cesse quand se ralentit l'infiltration de l'humus et qu'une séparation radicale s'établit entre le sol proprement dit et le sous-sol. L'excès d'éléments organiques à la surface devient funeste à la végétation.

Ce sont les éléments minéraux, généralement prédominants, qui déterminent les propriétés physiques et chimiques essentielles des sols, modifiées dans une certaine limite par les éléments organiques.

Propriétés physiques des sols. — La plupart des propriétés physiques des sols dépendent de la grosseur moyenne des éléments.

On considère généralement comme éléments sableux les grains dont le diamètre dépasse 0,05 mm., comme éléments argileux ceux dont le diamètre est inférieur à 0,016 mm. La figure 348 montre la séparation mécanique des éléments d'après 4 analyses de sols plus ou moins argileux et arénacés. La proportion d'argile peut être considérée comme le critérium de la nature physique des sols. L'argile pure est pratiquement imperméable; très avide d'eau, elle devient vite plastique et collante. L'imperméabilité, la cohésion et le pouvoir d'absorption de l'eau varient comme la proportion d'argile, dans les sols dont les éléments ne dépassent pas le diamètre de 1/2 millimètre.

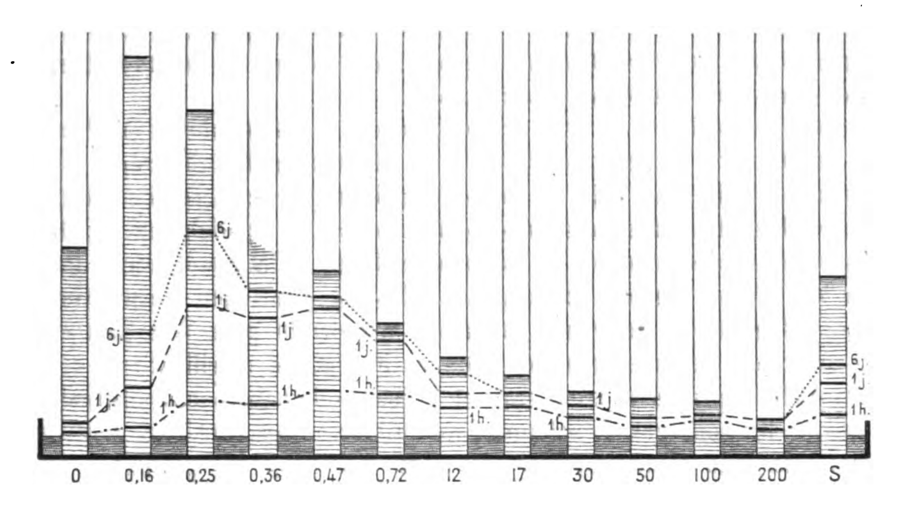


Fig. 349. — Montée de l'eau par capillarité dans des sols de texture différente, d'après Hilgard.

Diamètres moyens des éléments en 10e de mm. inscrits au-dessous de chaque tube (O = argile, S = sable). Le niveau supérieur est le niveau atteint par saturation. On a marqué aussi les niveaux atteints au bout de une heure, 1 jour et 6 jours.

La capillarité permet à l'eau de la nappe souterraine de s'élever à la surface pour s'évaporer. D'après les expériences de Hilgard, elle est faible dans les sols argileux et dans les sols à gros éléments, très grande dans les sols arénacés fins, dont le diamètre varie de 0,016 à 0, 025 mm. (figure 349.)

Une perméabilité trop grande est nuisible à la végétation et lui imprime, toutes choses égales d'ailleurs, un caractère xérophile. Une certaine proportion d'argile est utile, non seulement pour empêcher une infiltration trop rapide des eaux, mais pour assurer au sol un certain degré de cohésion et pour s'opposer à un lavage des substances minérales ou organiques utiles à la végétation. Les sols les plus

favorables sont par suite les sols moyens. Le même sol n'a pas la même influence physiologique dans un climat sec et dans un climat humide. C'est ce qu'ont particulièrement bien montré les études des agronomes américains. Aussi ne doit-on pas considérer les nombreuses expériences faites sur la perméabilité et la capillarité des sols comme ayant une valeur absolue.

Il faut ajouter que les propriétés d'un sol dépendent de celles du sous-sol de roche en place. Un sol argileux reposant sur un terrain perméable est assuré d'un drainage naturel; c'est le cas des limons de nos plateaux calcaires. Un sol sableux reposant sur un terrain imperméable, est au contraire exposé à être gorgé d'eau; telle est la situation des cuvettes des régions granitiques, et des tourbières des plaines de l'Allemagne du Nord.

La perméabilité à l'air varie comme la perméabilité à l'eau. L'aération du sol est nécessaire à la végétation; le labourage a en grande partie pour objet de la faciliter, il est particulièrement nécessaire dans les terres argileuses dites *fortes*. Le développement des organes souterrains est en effet subordonné à la pénétration dans le sol d'une quantité d'oxygène suffisante pour leur respiration. La présence de l'oxygène est aussi nécessaire pour que puissent s'accomplir les phénomènes d'oxydation et de nitrification, sans lesquels la plante se trouverait en présence de substances minérales qui ne lui sont pas directement assimilables. Les bactéries, dont le rôle dans la formation des sols et la nutrition des plantes a été récemment mis en lumière [Muntz, 25], ne peuvent vivre dans un sol insuffisamment aéré.

Influences chimiques. — Presque tous les sols contiennent les éléments minéraux nécessaires en quantité suffisante pour que la plupart des plantes y puissent pousser dans des conditions d'humidité, de température et d'isolement favorables. Ces substances sont, outre l'eau, la silice, la potasse, le fer, le calcaire, le phosphore, l'azote, etc. L'analyse chimique d'un sol ne donne donc pas par elle-même des indications ayant une valeur absolue. Elle doit être interprétée physiologiquement. C'est ce qui explique les discussions des botanistes sur l'importance relative des propriétés physiques et chimiques des sols.

Des recherches récentes [26, 27, 28, 31] ont montré qu'il existe des substances funestes à la vie des plantes lorsqu'elles se trouvent en trop grande abondance dans le sol, telles le sel et le calcaire. Il en est problablement de même du fer, qui se trouve rarement en quan-

tité assez grande pour être nuisible. L'étude de l'influence du sel marin est la plus propre à éclaircir la question.

Le sel. — Le chlorure de sodium est un des sels les plus solubles dans l'eau et par suite un de ceux qui sont absorbés le plus facilement par les plantes. Il est nécessaire à la formation des tissus, car les cendres de toutes les plantes en contiennent des traces. Mais l'observation et l'expérience montrent que, s'il se trouve en trop grande quantité dans le sol, il agit comme un poison. Si l'on arrose d'une solution saline à 2 ou 3 p. 100 des plantes ordinaires, on les voit périr rapidement.

Quelques plantes sont cependant capables de résister. Ce sont celles qui poussent naturellement sur les sols chargés de sel, au bord de la mer ou des lacs salés. On les appelle *halophytes* ou *plantes halophiles*. Quelques xérophytes supportent aussi une certaine quantité de sel dans le sol.

L'étude de la flore littorale de Java a montré à SCHIMPER [27] que les caractères de structure des halophytes sont les mêmes que ceux des xérophytes : les feuilles sont réduites en largeur, épaissies, garnies de poils; la tige devient charnue. On peut observer les mêmes caractères sur les plantes poussant dans les vases du littoral atlantique et méditerranéen, Salicorne, *Statice*, *Chenopodium*, etc. Les cultures expérimentales de LESAGE [26] confirment cette interprétation. En arrosant certaines plantes de solutions salines de plus en plus concentrées, il a réussi à en conserver quelques-unes, mais ces individus ont pris une structure xérophile, en épaississant leurs feuilles et se garnissant de poils.

L'intelligence de ces faits est devenue relativement aisée depuis que nous sommes renseignés sur le rôle de la pression osmotique dans les adaptations xérophiles procédant, comme c'est ici le cas, d'une sécheresse physiologique (cf. p. 757-58). Le sel étant une des substances les plus solubles, la concentration des solutions aqueuses doit être très grande dans les sols salins et l'absorption de l'eau par les racines devient très difficile. Il faut donc réduire la transpiration, ce qui explique les adaptations signalées. Malgré tout, la vie n'est pas possible sans renouvellement de l'eau des tissus; il est donc nécessaire que ceux-ci soient riches en sel, de manière que la concentration y soit supérieure à celle de l'eau du sol. Ainsi s'explique qu'on trouve de 15 à 45 p. 100 de sel dans les cendres de plantes marines telles qu'*Armeria maritima*, *Chenopodium maritimum*. Cette richesse en sel persiste, même si on les cultive sur un sol ordinaire; c'est elle surtout qui leur permet de vivre sur les sols salins.

Le Calcaire. — La différence de la flore sur les massifs calcaires et les terrains siliceux avait vivement frappé les premiers botanistes qui ont dressé des listes de plantes *calcicoles* et *silicicoles*. Mais tandis que les uns attribuaient ces différences à un besoin de carbonate de chaux ou de silice, les autres croyaient que les sols calcaires ou siliceux agissent surtout par leurs propriétés physiques différentes [THURMANN, 23]. La confusion augmenta lorsque, en étendant les recherches floristiques, on constata que certaines espèces réputées calcicoles dans l'Europe occidentale pouvait être silicicoles dans l'Europe orientale ou méridionale.

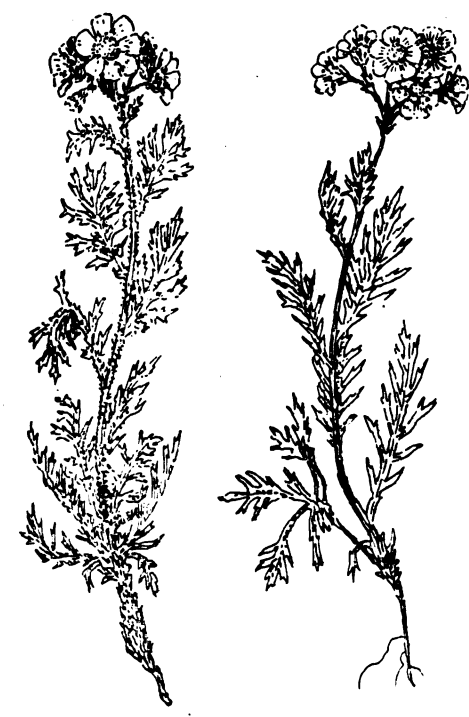


Fig. 350. — Exemple de deux espèces systématiquement très voisines, l'une calcicole (*Achillea atrata*, à gauche), l'autre silicicole (*Ach. moschata*, à droite).

Remarquer la taille réduite de l'espèce calcicole (représentée à une échelle double de l'autre), son aspect plus massif, ses adaptations xérophiles (poils).

En réalité, le carbonate de chaux doit être considéré, de même que le sel, comme une substance nocive, à cause de sa solubilité dans l'eau et de la concentration des solutions aqueuses qui en résulte dans les sols calcaires.

D'après Chatin, une proportion de calcaire supérieure à 3 p. 100 est nuisible à la plupart des plantes. Le châtaignier notamment dépérit si on le cultive sur un sol calcaire; c'est dans l'Europe méridionale un des végétaux les plus caractéristiques des sols siliceux.

En France on peut citer comme silicicoles *Calluna vulgaris, Erica arborea, Digitalis purpurea, Rumex acetosella, Pteris aquilina.*

Un des exemples les plus curieux de l'influence du sol est l'histoire de la découverte d'une voie romaine dans la forêt d'Orléans, révélée par une colonie d'espèces calcicoles poussant sur une bande rectiligne, de largeur constante, au milieu d'un sol siliceux. Des fouilles montrèrent que la voie avait été pavée de dalles calcaires [RICHARD, 29].

Les plantes amies du calcaire ont souvent des caractères xérophiles, pour la même raison que les halophytes. FLICHE et GRANDEAU [28] ont montré que leurs cendres contiennent jusqu'à 50 p. 100 de carbonate de chaux. Nous pouvons maintenant interpréter ce fait. Il prouve que ces plantes réussissent

à absorber l'eau du sol grâce à la concentration des solutions aqueuses de leurs tissus, tout en se protégeant contre l'évaporation par des adaptations xérophiles. On a signalé des couples d'espèces très voisines, qui sont respectivement calcicoles ou silicicoles, lorsqu'elles se disputent la même région, mais qui deviennent indifférentes au sol lorsque leur concurrent a disparu (fig. 350).

Calcicoles :		Silicicoles :	
	Achillea atrata.		Ach. moschata.
	Rhododendron hirsutum		Rh. ferrugineum.
	Androsace pubescens.		Andr. glacialis.
	Juncus Hostii.		J. trifidus.

En définitive il semble qu'on devrait rejeter l'expression de plantes silicicoles et parler seulement de plantes calcicoles et calcifuges, les premières seules supportant une forte proportion de calcaire soluble.

L'humus. — L'étude des éléments organiques du sol est encore plus délicate que celle de ses éléments minéraux. Beaucoup d'efforts ont été faits pour dégager les substances chimiques essentielles, sans qu'on soit arrivé, semble-t-il, à un résultat satisfaisant. La conclusion qui paraît s'imposer est que les éléments organiques du sol agissent autant par leurs propriétés physiques que par leurs propriétés chimiques. Ces éléments proviennent de la décomposition chimique des organismes ou parties d'organismes morts à l'intérieur du sol, et de leur émiettement mécanique par des animaux terricoles.

Les stades conduisant à la formation de l'humus seraient les suivants : 1° décomposition des racines, feuilles mortes, ou animaux morts, sous l'action de bactéries et de champignons, mais en conservant la structure cellulaire et même plus ou moins la forme extérieure; 2° émiettement par les animaux vivant dans le sol (vers de terre, fourmis) et mélange avec les éléments minéraux; 3° disparition de la structure cellulaire et passage à l'état colloïdal, qui permet l'assimilation directe par les plantes.

Le résultat est un produit très complexe, consistant en un mélange des substances colloïdales originaires des plantes non modifiées, et en produits de décomposition riches en carbone. La couleur noire, le caractère nettement acide de ces produits avait fait croire à l'existence d'un *acide humique*, dont on n'a pu en réalité fixer exactement la nature. Le caractère colloïdal et acide est seul constant; le mélange intime avec les éléments minéraux du sol est aussi important.

Les trois stades indiqués plus hauts sont nécessaires à la formation du véritable humus. Le développement du mycélium de champignon (*Mycorhyzes*, cf. p. 731) contribue à la division et à la décomposition du premier stade. Il n'est possible que dans les pays assez humides; aussi l'humus est-il inconnu dans les pays très secs.

Le second stade suppose l'existence d'une vie terricole abondante, qui fait défaut dans les régions à sol gelé et manque pendant la plus grande partie de l'année dans les régions froides. C'est pourquoi la formation de l'humus n'y dépasse guère le premier stade. Les produits imparfaitement décomposés et divisés s'accumulent à la surface du sol, donnant des terres noires très acides, ressemblant à la tourbe. C'est ce qu'on appelle souvent la *terre de bruyère*, à cause de son extension dans les landes. On la retrouve dans la Toundra polaire, et dans les hautes montagnes.

Le même résultat est obtenu, à un peu plus haut degré encore, lorsque le sol est couvert d'eau. C'est dans ces conditions que se forme la *tourbe*, masse compacte de couleur brune, capable d'absorber plusieurs fois son volume d'eau et très riche en carbone. Toutes les tourbes ne sont pas très acides, comme l'a fait croire l'étude exclusive des tourbières de régions siliceuses. Les tourbières des vallées de la craie donnent une tourbe relativement neutre, grâce à la persistance de fragments non décomposés des plantes naturellement chargées de carbonate de chaux [Coquidé, 40].

La tourbe et, à un moindre degré, la terre de bruyère, sont des humus inachevés, et forment un sol très défavorable à la végétation. Seules des plantes xérophiles spéciales peuvent s'y maintenir, bruyères, Myrica, ajoncs, qu'on trouve dans les landes de Bretagne, d'Écosse et d'Allemagne du Nord. Le caractère xérophile de plantes qui poussent souvent sur un sol très humide s'explique comme dans le cas des plantes halophiles. L'avidité de la tourbe pour l'eau empêche la nutrition des racines; il en résulte une sécheresse physiologique très marquée.

Si la tourbe représente l'humus le moins évolué, on peut placer à l'autre bout de l'échelle les terres des régions chaudes et humides. La décomposition y est à peu près complète et le mélange avec les parties minérales est parfait, grâce à l'extrême richesse de la vie animale terricole (cf. ch. v, p. 846). Enfin les substances colloïdales sont absorbées presque immédiatement, au fur et à mesure de leur formation, par une végétation exubérante à croissance très rapide. Aussi a-t-on pu dire que les régions équatoriales n'avaient pas d'humus. Il serait plus exact de dire que l'humus acide y est très rare. Cependant on connaît des sols de régions tropicales humides où la teneur en humus est assez forte (*régur* de l'Inde). Ce sont des sols de plaine d'inondation.

En résumé, l'humus normal, formé dans des conditions moyennes de chaleur et d'humidité donne un sol où les éléments organiques à l'état colloïdal se mélangent intimement aux éléments minéraux. Il offre donc aux plantes un aliment directement assimilable et partant, à la disposition des racines à poils absorbants; de plus, il dégage constamment de l'acide carbonique qui attaque les fragments minéraux et contribue ainsi au renouvellement de la masse du sol inorganique.

Son influence physique n'est pas moins importante que son influence chimique : la capacité d'absorption de l'eau est augmentée,

surtout dans les sols à gros grains naturellement trop secs (sables). Les sols argileux sont rendus moins compacts et plus perméables.

Suivant le climat, l'humus est plus ou moins développé. Quand le mélange des éléments organiques avec les éléments minéraux ne peut se faire, la vie du sol est compromise, et avec elle celles des plantes.

Classification des sols minéraux. — On a fait plus d'une tentative pour classer les différents types de sols. Les unes sont fondées sur la considération des éléments minéraux et se rapportent surtout au sous-sol : elles sont donc essentiellement géologiques, mais doivent cependant tenir compte de l'influence du climat sur la décomposition des roches. Les autres, fondées sur la considération des éléments organiques, et spécialement du sol proprement dit, ont naturellement un cadre climatologique.

Le géologue Richthofen, qui a été un des premiers à appeler l'attention sur l'intérêt géographique de l'étude du sol, distingue les *sols éluviaux*, formés par les produits de décomposition accumulés sur place, et les *sols alluviaux* dus au transport [18]. Hilgard veut en outre faire une place à part aux *sols colluviaux*, résultant d'un transport limité par ruissellement [19].

Les sols éluviaux comprennent des *arènes* provenant de la décomposition de roches éruptives grenues, ou de roches sédimentaires de même texture — et des *sols* de décalcification *argileux*, provenant de la décomposition de terrains argilo-marneux, de schistes ou de calcaires.

Les arènes des roches éruptives à feldspaths contiennent une assez grande proportion d'argile, qui les rend relativement peu perméables, et forment des sols pauvres en calcaire, généralement marqués par une végétation calcifuge (châtaignier, ajonc, bruyère, digitale pourprée, fougère grand aigle en France). Les fonds de vallée sont souvent humides et même tourbeux dans nos climats. Le nom de *terres froides* est appliqué en France aux régions granitiques où prédominent ces sols. Mais l'expérience a montré que la culture avec drainage et l'apport d'engrais calcaires peut rendre ces sols très fertiles.

Les arènes de roches basiques (diabases, basaltes) sont moins pauvres en calcaire, et assez riches en potasse. D'où leur fertilité bien connue dans le Massif central [Rissler, 20].

Les arènes de grès siliceux ont les mêmes caractères que les sables, très perméables, pauvres en calcaire et en potasse. Une assez forte teneur en humus est nécessaire pour corriger le caractère xérophile de la végétation.

Les sols argileux dus à la décalcification des roches sédimentaires, argiles marneuses ou calcaires, ont un grain très fin, et se rapprochent de l'argile

par leur compacité et leur imperméabilité, que peut corriger soit le développement d'un humus normal, soit l'influence du terrain sous-jacent s'il est calcaire et perméable. Ce sont toujours des sols siliceux, même s'ils dérivent de terrains calcaires, ce qui explique la présence d'une flore calcifuge (silicicole) en certains points du Jura. La *terra rossa* des régions méditerranéennes est un sol de décalcification dont la coloration est due à l'oxydation des sels de fer; les *black soils* des États-Unis, les terres noires ou *tirs* du Maroc ont la même origine.

La *latérite* est une argile résiduelle du même genre, mais qui est caractéristique des régions chaudes et humides, et qui, par ses conditions de gisement, se rattache souvent aux sols colluviaux ayant subi un transport par ruissellement.

Il est juste d'ailleurs de signaler que les sols éluviaux, au sens propre du mot, sont relativement rares. Ils ne sont vraiment communs que dans les régions très sèches où le ruissellement est à peu près inconnu. C'est dans ces régions que les caractères physiques des sols sont le plus nettement tranchés. La perméabilité des sols arénacés n'est compensée par aucune addition d'humus. Les sols argileux sont extrêmement compacts, l'eau de pluie s'évapore à leur surface en laissant des efflorescences salines.

Par contre, les différences de composition chimique des sols sont moins sensibles que dans les régions humides; il n'y a presque aucun sol qui ne contienne tous les éléments minéraux utiles; la teneur en calcaire est en général 10 fois plus grande que dans les régions humides. Aussi a-t-on pu soutenir que les sols les plus fertiles sont ceux des déserts [HILGARD, 19]. En fait, il ne manque à ces sols que l'eau pour mettre en valeur leur richesse latente; la preuve en est donnée par les prodiges qu'a accomplis l'irrigation, en Afrique, en Asie, et récemment dans l'Ouest des États-Unis.

Les *sols colluviaux* sont en somme les plus répandus, en dehors des régions sèches. Ils comprennent outre les arènes et les argiles de décalcification remaniées, des sols argilo-sableux dont le rapport avec la roche mère n'apparaît pas nettement, et auxquels on donne le nom de *limons*.

Les *limons* proprement dits sont une formation spéciale aux pays tempérés assez humides. Leur teneur en argile, en calcaire et en potasse, est très variable, mais reste en général dans les valeurs moyennes. Il y a toujours une certaine proportion d'humus variant suivant la végétation.

Les *latérites* sont des sols limoneux de régions chaudes et humides. Leur variété d'aspect vient de ce qu'on les rencontre tantôt à l'état de produit éluvial, tantôt sous forme de sol colluvial remanié par le ruissellement, tantôt enfin sous forme de sol alluvial entraîné très loin de sa roche mère

et déposé dans les dépressions. La couleur, généralement rouge ou noirâtre, peut passer au blanc, la consistance peut varier de celle d'une véritable poudre à celle d'une argile compacte, et des concrétions peuvent se former soit isolées, soit en bancs à peu près continus. Le seul caractère général des latérites est l'extrême épuisement. résultats d'une décomposition intense, qui fait disparaître entièrement chaux, potasse, magnésie, attaque même la silice dont la proportion peut s'abaisser à 5 p. 100 et ne respecte que l'alumine et le fer [Lemoine, 37].

Un sol aussi profondément épuisé, ne peut être favorable à la vie des plantes. Aussi voit-on généralement les plateaux de latérite être couverts d'une végétation relativement xérophile (*campos* du Brésil, *llanos* de l'Orénoque, *savanes* de l'Inde, *brousse* africaine et malgache).

La latérite entraînée par ruissellement dans le fond des vallées humides, peut cependant former un sol alluvial relativement riche en humus et assez fertile. Telle est probablement l'origine du *régur* de l'Inde.

Les *sols alluviaux* ne sont pas identiques aux alluvions. Il n'y a sol que là où il y a modification de la couche superficielle sous l'influence de la végétation. Les caractères des alluvions et les sols qu'ils forment peuvent être très variés suivant la grosseur des éléments, la situation topographique et le climat.

Les alluvions récentes des plaines d'inondation sont presque partout une station de plantes hygrophiles. L'humus s'y forme dans des conditions normales quand l'inondation n'est pas trop fréquente; dans le cas contraire, la couche superficielle peut être saturée d'humus acide, les arbres dépérissent et la tourbe envahit le sol. C'est ce qui se produit dans les climats froids particulièrement (*taïga* des plaines de l'Obi en Sibérie).

Les alluvions anciennes, souvent découpées en terrasses, sont plutôt des stations xérophiles, et cela d'autant plus que leurs éléments sont plus grossiers. Cependant leur surface peut, dans les climats suffisamment humides, être décomposée et donner naissance à un sol éluvial, analogue aux arènes ou aux sols de décalcification. De pareils sols sont souvent argileux, et, vu l'épuisement des cailloux profondément décomposés, très infertiles. On leur donne sur le bord des Alpes françaises le nom de *terres froides*. Ils sont couverts de maigres bois ou même de landes et de marécages tourbeux.

Le *lœss*, dont les caractères et l'origine ont été déjà expliqués (p. 673-677), est moins un sol en lui-même qu'une alluvion éolienne. Mais il donne très facilement, dans les régions assez humides, naissance à un limon de décalcification (*lehm*), qui est une excellente terre à céréales. Ce limon est souvent assez riche en humus pour prendre une couleur noire qui lui a fait donner en Russie le nom de *tchernoziom* (terre noire). On attribue l'enrichissement en humus à l'influence de la végétation de prairies qui paraît avoir régné depuis assez longtemps dans ces régions [32-34]. La même végétation existe ou aurait existé partout où l'on retrouve la terre noire : en Sibérie, dans les prairies américaines, les pampas argentines, et, à un moindre degré, en Allemagne et Hongrie. La forêt ruine le tchernoziom, qu'elle transforme en sol gris, la dissémination des matières organiques et leur oxydation étant facilitées par le développement des racines avec leurs mycorhyzes.

Classification zonale des sols. — On voit qu'il est à peu près impossible, à moins de s'en tenir au sous-sol sans envisager le sol proprement dit, d'adopter une classification fondée uniquement sur les éléments minéraux. Tous les sols dont il vient d'être question changent de caractère suivant la proportion des éléments organiques qui y sont contenus et leur degré d'évolution. Une classification fondée sur ces considérations distinguera des types en rapport avec la végétation et le climat. Dans un pays peu accidenté ces types seront répartis suivant des zones. C'est le cas en Russie, d'où les noms de classification zonale, de types zonaux, appliqués à la classification établie par les Russes, d'après l'étude de leur vaste pays [Sibirtzev, 34]. La classification zonale a été étendue à la Roumanie par Murgoci [41]; elle peut l'être assez facilement à l'Asie russe, et à la plus grande partie de la zone tempérée [Ramann, 39]. Il resterait à voir si son cadre peut comprendre encore les zones tropicales et équatoriales. On ne peut cependant contester qu'elle explique mieux qu'aucune autre les nuances variées des sols des zones froide et tempérée, leur vie, leurs transformations, leur rapport avec la végétation et le climat.

En partant des régions polaires on distingue les zones suivantes :

1° *Sols de toundra*, remarquables par l'accumulation à la surface des éléments organiques imparfaitement décomposés, le sous-sol perpétuellement gelé à une profondeur variant de 0 m. 70 à 1 m. 50, la fréquence des tourbières formant des bosses de plusieurs mètres de haut. Le sol de toundra alterne avec des parties rocailleuses, où il n'y a pas à proprement parler de sol; c'est ce que Sibirtzev [34] proposait d'appeler le *sol squelette*.

2° Les *podzols*. Ce nom, qui distingue en Russie un sol pulvérulent blanchâtre, fréquent dans les forêts du Nord, a été étendu à tous les sols de la zone forestière à conifères. Ils sont caractérisés par l'accumulation de l'humus à la surface qui prend un teinte grise, l'épuisement des éléments minéraux dans le sol proprement dit, qui prend une teinte blanchâtre, et leur précipitation à la limite du sous-sol, formant une couche d'un brun rougeâtre riche en fer (fig. 351 I). Des concrétions peuvent former au niveau de cette couche une croûte continue; c'est *l'alios* des Landes de Gascogne, l'*Ortstein* de l'Allemagne du Nord.

Tous ces caractères sont la conséquence d'un climat humide à longs hivers. La carte (fig. 352) montre combien les sols de podzol sont étendus en Europe; ils y présentent de nombreuses variétés déterminées, moins par la nature du sous-sol et des roches mères, que par le climat et la situation topographique. Dans les régions les plus froides, la forêt est menacée par l'extension des landes et des tourbières, qui signifie un épuisement de plus en plus grand du sol minéral et la formation d'une couche superficielle compacte de produits organiques. C'est ce qu'on observe dans certaines parties de l'Allemagne du Nord, en Suède, en Russie et surtout dans la Taïga sibérienne. Les dépressions naturellement marécageuses donnent naissance à des sols tourbeux noirs à la surface, blancs en profondeur avec alios plus ou moins développé.

Si les influences géologiques sont en général peu marquées, on a cependant reconnu que les terrains calcaires donnent des sols spéciaux, appelés *randzines* en Pologne; l'humus y est plus abondant à la surface, qui prend une teinte noire comparable à celle du tchernoziom, mais il est heureusement neutralisé par le calcaire.

3° On désigne sous le nom de *sols bruns* des terres généralement forestières, dont la couleur est due à la combinaison du rouge des oxydes de fer et du noir de l'humus. Le mélange des éléments organiques et minéraux y est plus complet que dans le podzol; la transition du sol au sous-sol est graduelle. La végétation forestière naturelle comprend des arbres à feuilles caduques, à racines très ramifiées et pénétrant profondément. Ces sols

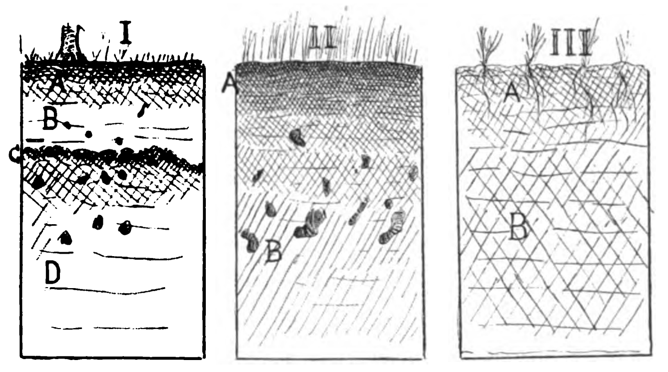


Fig. 351. — Coupes de sols caractéristiques, d'après Sibirtzev.

I. Podzol. A, sol gris clair; B, sol blanc (podzol proprement dit); C, couche ferrugineuse avec concrétions (alios); D, sous-sol.
II. Tchernoziom. A, sol noir; B, sous-sol brun jaune avec concrétions.
III. Sol châtain des steppes. A, sol châtain; B, sous-sol roux.

offrent de grandes variétés, non seulement suivant les nuances du climat, mais suivant la nature de leurs roches mères, et leur origine éluviale, colluviale ou alluviale. La classification des sols minéraux esquissée plus haut aurait à intervenir ici particulièrement.

4° Le *tchernoziom* a déjà été défini. S'il constitue souvent l'horizon superficiel du lœss (fig. 351 II), il peut se former aussi sur des limons et des terres de décalcification. Il est lié au climat plus qu'à la nature du sous-sol. Toutefois on remarque que le tchernoziom à sous-sol sableux est plus profond que celui-ci à sous-sol argileux. Les *terres salines* ne sont pas rares dans la zone du tchernoziom. Elles se trouvent généralement dans les dépressions humides, souvent avec des lacs salés, mais seulement dans les régions continentales où le tchernoziom forme une zone continue (Russie, Sibérie).

5° La zone des *sols de steppe châtains* est encore plus strictement limitée à l'intérieur des continents. En Europe elle n'existe qu'en Russie, Roumanie et Hongrie. La richesse de ces sols en éléments minéraux et leur teneur assez faible en humus sont une conséquence de la sécheresse du climat. La quantité d'eau contenue dépend beaucoup des caractères physiques des sols, dont on a vu plus haut l'importance dans les climats secs. Les *terres salines* sont encore plus communes que dans la zone du tchernoziom; elles ont une couleur généralement plus foncée, mais se couvrent de croûtes

blanches. La végétation y est réduite à des plantes xérophiles et salicicoles.

6° La zone des *sols rouges* est caractéristique des pays subtropicaux ayant des pluies d'hiver abondantes et un été chaud. Elle coïncide à peu près en Europe avec l'extension du climat méditerranéen. La couleur rouge est due aux oxydes de fer non lavés; elle garde sa teinte franche grâce à la faible teneur en humus. La *terra rossa*, produit de décomposition du calcaire, nous est déjà connue; mais les roches les plus diverses donnent des sols rou-

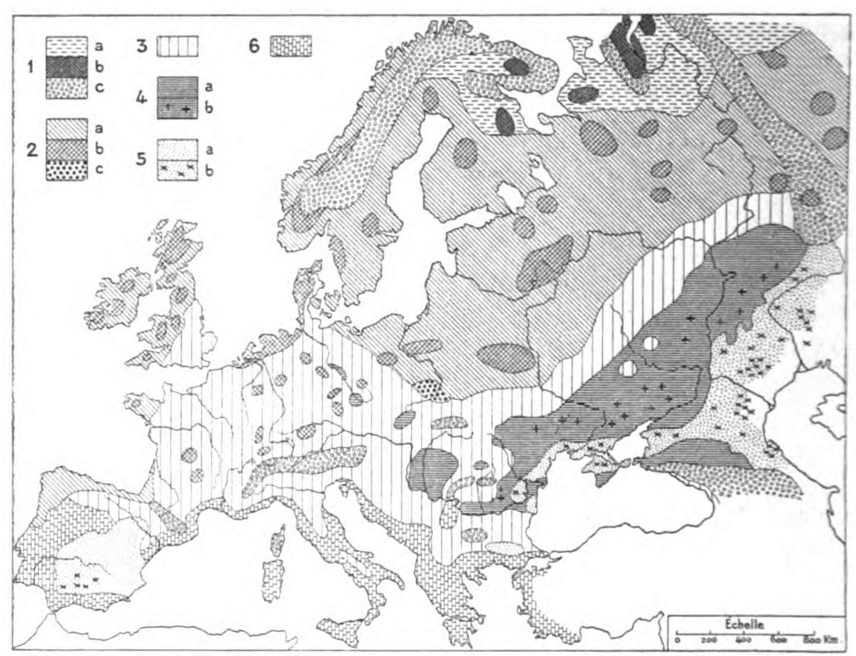


Fig. 352. — Répartition des types de sols en Europe, suivant la classification zonale, principalement d'après Sibirtzev et Raman.

1. Sols de *toundra* : *a*, toundra argileuse et sableuse; *b*, tourbières; *c*, terrains caillouteux.
2. Sols à *podzol* : *a*, podzols proprement dits; *b*, landes et tourbières; *c*, *Randzines*.
3. Sols bruns forestiers et tchernoziom dégradé.
4. Sols à *tchernoziom* : *a*, tchernoziom; *b*, sols salins.
5. Sols châtains des steppes : *a*, sol châtain; *b*, sol salin.
6. Sols rouges méditerranéens.

geâtres dans les régions méditerranéennes. Toutefois la teinte des sols non calcaires est plus souvent jaune dans les régions les plus humides, où le lavage des oxydes de fer est plus actif.

Les sols rouges de la zone subtropicale ne doivent pas être confondus avec les latérites de la zone chaude, qui sont des sols beaucoup plus épuisés. L'extension de la classification zonale au delà de la zone subtropicale doit être d'ailleurs réservée jusqu'à ce que notre connaissance des sols des pays chauds soit plus avancée.

L'étude de l'influence du sol sur la végétation a fait d'immenses progrès, qui en rendent l'intérêt encore plus grand pour la géographie.

On a reconnu que cette influence était singulièrement plus complexe qu'on ne le croyait d'abord. Elle est due autant aux propriétés physiques qu'aux propriétés chimiques, et varie, pour un même sol, suivant les conditions topographiques. Les caractères du sol sont eux-mêmes dus autant au climat qu'à l'origine géologique; ils sont même modifiés par la végétation, à tel point qu'on peut aussi bien considérer le sol comme l'expression de la végétation, que la végétation comme l'expression du sol. Aux différentes associations végétales correspondent des sols différents.

---

1. — GRISEBACH. La végétation du globe, trad. P. de Tchihatchef. Paris, 1877. 2 vol. in-8°, XVI + 762 et 884 p.

2. — WARMING. Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie. Trad. allemande. Berlin, 1896. In-8°, 412 p.

3. — SCHIMPER (A. F. W.). Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. Iena, 1898. In-8°, 876 p., 501 fig., 4 pl. cartes.

4. — DRUDE (O.). Manuel de géographie botanique. Trad. Poirault. Paris, 1897. In-8°, 552 p., 4 cartes.

5. — CANDOLLE (A. de). Constitution dans le règne végétal de groupes physiologiques applicables à la géographie ancienne et moderne. *Archiv. Sc. phys. et natur.*, Genève, 1874, livraison L.

6. — HILDEBRAND (F.). Die Lebensdauer und Vegetationsweise der Pflanzen. *Engler's Bot. Jarhrb.*, II, 1882, p. 51-135. — Cf. MÜLLER, *ibid.*, 1882, p. 391-394.

7. — PYNAERT (Ed.). Les serres-vergers, traité complet de la culture artificielle des arbres fruitiers. 4e édit. Gand, 1888.

8. — BONNIER (G.) et FLAHAULT (CH.). Observations sur les modifications des végétaux suivant les conditions physiques du milieu. *An. Sc. natur. Bot.*, sér. 6, VII, 1878, p. 93-125. — Cf. FLAHAULT. Nouvelles observations etc., *ibid.*, IX, 1878 p. 159-207, et *Bul. Soc. Bot. Fr.*, XXXVI, 1879, p. 346-350.

9. — WIESNER (J.-I.). Untersuchungen über die Beziehungen des Lichtes zur Chlorophyll., *Sitzber. Ak. Wiss. Wien.*, *Naturwiss. Kl.*, LXIX, Abt. 1, 1874, p. 327-385 (cf. Photometrische Untersuchungen auf pflanzen-physiologischem Gebiete, *ibid*, CII, 1893, p. 291-350).

10. — BONNIER (G.). Influence de la lumière électrique continue sur la forme et la structure des plantes. *Rev. gén. Bot.*, VII, 1895, p. 241, 289, 332 et 409, pl. 6-15.

11. — KJELLMAN. Aus dem Leben der Polarpflanzen (in NORDENSKJOLD, Studien und Forschungen. Leipzig, 1885).

12. — KIHLMAN. Pflanzenbiologische Studien aus Russich-Lappland. *Acta Soc. pro fauna et flora fennica*, Helsingfors, VI, 1890, VIII + 264 + XXIV pp., 14 pl. photo, 1 carte.

13. — SCHENCK (H.). Die Biologie der Wassergewächse. Bonn, 1886. In-8°, 126 p., 2 pl.

14. — COSTANTIN. Recherches sur la structure de la tige des plantes aquatiques. *An. Sc. natur. Bot.*, sér. 6, XIX, 1883, p. 287-331, pl. 14-17 (Cf. Étude sur les feuilles des plantes aquatiques, *ibid.*, (7) III, 1886, p. 94-162, pl. 2-6).

15. — EBERHARDT. Influence de l'air sec et de l'air humide sur la structure des végétaux. *An. Sc. Natur. Bot.*, (7) XVIII, 1903, p. 61-152.

16. — VOLKENS (G.). Die Flora der aegyptisch-arabischen Wüste. Berlin, 1887. In-4°, 156 p. 18 pl.

17. — EPHEM AUBER. Recherches sur la turgescence et la transpiration des plantes grasses. *An. Sc. Natur. Bot.*, sér. 7, XVI, 1892, p. 1-90.

18. — RICHTHOFEN (Fr. von). Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886. In-8°, 785 p., p. 443-498. — Cf. DE TILLO. Die geographische Verteilung von Grund und Boden, *P. M.*, 1893, p. 17.

19. — HILGARD (E. W.). Soils, their formation, properties, composition and relations to climate and plant growth in the humid and arid regions. London, 1906. In-8°, 593 p.

20. — RISSLER (C.). Géologie agricole. Paris, 1884, 1889, 1895 et 1897. 4 vol. in-8°, 390 + 424 + 404 + 415 pp.

21. — MAYER (A.). Lehrbuch der Agrikulturchemie. II, 1, 4e édit., Heidelberg, 1895.

22. — VALLOT (J.). Recherches physico-chimiques sur la terre végétale et ses rapports avec la distribution géographique des plantes. Paris, 1883. In-8°, XV + 344 p.

23. — THURMANN (J.). Essai de phytostatique appliquée à la chaîne du Jura et aux contrées voisines, ou étude de la dispersion des plantes vasculaires envisagée principalement quant à l'influence des roches sous-jacentes. Berne, 1849. 2 vol. in-8°, XII + 444 p., 3 pl. et 375 p., 4 pl.

24. — VAN DEN BROECK (E.). Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques. *Mém. Ac. Sc. Belgique*, XLIV, 1882.

25. — MUNTZ (A.). Sur la décomposition des roches et la formation de la terre arable. *CR. Ac. Sc.*, CX, 1890, p. 1370-1372.

26. — LESAGE (P.). Recherches expérimentales sur les modifications des feuilles chez les plantes maritimes. *Rev. gén. bot.*, II, 1890, p. 56, 106 et 163, pl. 7-9.

27. — SCHIMPER (A. F. W.). Die indomalaysche Strandflora. *Bot. Mit. aus den Tropen*, 1891.

28. — FLICHE (P.) et GRANDEAU (L.). De l'influence de la composition chimique du sol sur la végétation du pin maritime. *An. Chimie et Phys.*, sér. 4, XXIX, 1873 (Cf. De l'influence, etc. sur la végétation du châtaignier, *ibid.*, (5) II, 1874, et *Bul. Soc. Bot. Fr.*, XVII, 1870, p. 194).

29. — RICHARD (O. J.). Note au sujet des voies romaines. *Bul. Soc. Antiquaires de l'Ouest*, Poitiers, 1891.

30. — DARWIN (Ch.). Rôle des vers de terre dans la formation de la terre végétale. Trad. Lévêque. Paris, 1882. In-8°, 264 p.

31. — MULLER (P. E.). Studien über die natürlichen Humusformen und deren Einwirkung auf Vegetation und Boden. Berlin, 1887. In-8°, 324 p., 7 pl.

32. — WOLLNY (E.). La décomposition des matières organiques et les formes d'humus dans leur rapport avec l'agriculture. Trad. Henry. Paris, 1902. In-8°, XII + 657 pp.

33. — HENRY (E.). Les sols forestiers. Paris, 1908. In-8°, 492 p., 5 pl.

34. — SIBIRTZEV. Étude des sols de la Russie d'Europe. *CR. VIIe Congr. Geol. Intern.*, St-Pétersbourg, 1899, p. 73-125, carte.

35. — BAUER (M.). Beiträge zur Kenntniss des Laterits insbesonders dessen von Madagascar. *N. Jb. Miner. und Geol.*, 1908, p. 33-90. (Cf. Beiträge zur Geologie der Seychellen und besonders zur Kenntniss des Laterits. *Ibid.*, 1898, II, p. 163).

36. — PASSARGE. Ueber Laterite und Roterde in Afrika und Indien. *Rep., VIth intern. G. Congr. London*, 1895, p. 671-676.

37. — LEMOINE (P.) et CHAUTARD (J.). La latéritisation. *Bul. Soc. Industr. minér.*, (4) IX, 1908, 37 p. (Cf. *CR. Ac. Sc.*, CXLVI, 1908, p. 239-242).

38. — Principales revues consacrées à l'étude des sols : **WOLNYS** *For-*

schungen aus dem Gebiete der Agrikulturphysik; — en France, consulter surtout : *Annales agronomiques*; -- en Amérique : *U. S. Geol. Survey*; — en Russie, *Potchovovie*. etc., *La Pédologie*, revue russe avec résumés en français ou en allemand, depuis 1899. — *Conférence Internationale Agrogéologique*, Budapest, 1909, Stockholm, 1912, etc.

39. — RAMANN (E.). Bodenkunde, 3e éd., Berlin, 1911. In-8°, 619 p.

40. — COQUIDÉ (E.). Recherches sur les propriétés des sols tourbeux de la Picardie. Paris, 1912. In-8°, 176 p., 9 pl.

41. — MURGOCI (G.-M.). Die Bodenzonen Rumäniens. *C. R. Conférence Int. Agrogéologique*, Budapest, 1909, p. 313-325. Carte 1 : 2.500.000.

42. — GOLA (G.). Saggio di una teoria osmotica dell' edafismo. *An. di Bot.*, VIII, 3, 1910.

43. — FITTING (H.). Die Wasserversorgung und die osmotischen Druckverhältnisse der Wüstenpflanzen, *Z. f. Bot.*, III, 1911.

CHAPITRE III

LA RÉPARTITION DES PLANTES
LES ASSOCIATIONS VÉGÉTALES

Formes et associations végétales. — Nous avons déjà montré l'importance de l'étude des associations végétales. Ce sont elles qui déterminent l'aspect du paysage, les conditions de l'habitat des animaux, les formes mêmes de l'activité humaine. Elles reflètent fidèlement les caractères généraux du climat et les influences spéciales du sol. La géographie botanique doit être pour nous, moins l'étude de la répartition des espèces considérées individuellement, que celle des groupements ou associations naturelles.

Le principe de l'association n'est pas l'affinité systématique, mais l'affinité physiologique. Les plantes associées sont celles qui s'accommodent du même milieu, des mêmes conditions d'humidité, de chaleur, de lumière et de sol. De là vient leur parenté d'aspect, qui avait déjà frappé Humboldt, lorsque, cherchant à dégager la géographie botanique des liens de la systématique, il instituait une sorte de classification physionomique des végétaux [1]. Mais ce n'est que 80 ans plus tard que Warming [4] pouvait montrer le véritable sens du problème. C'est à la physiologie qu'il faut s'adresser pour distinguer les formes élémentaires dont le groupement détermine les associations : la distinction des *mégathermes*, des *microthermes* et des *hékistothermes* due à A. de Candolle, celle des *xérophytes*, *hygrophytes* et *tropophytes*, des plantes d'ombre et de lumière, des plantes annuelles et des plantes vivaces, voilà le fondement de ce que Warming a appelé l'*œcologie*. L'aspect de la végétation est la traduction des conditions naturelles de vie.

Les formes élémentaires envisagées physiologiquement peuvent se ramener à deux ou trois types généraux, susceptibles des variations les plus grandes, mais toujours aisément reconnaissables; ce sont les

arbres, les herbes et les plantes parasites au sens le plus large du mot, c'est-à-dire les plantes incapables de former elles-mêmes une association.

L'arbre. Conditions de vie, principaux types. — Les arbres sont les organismes les plus puissants du monde végétal, mais aussi les plus exigeants. Le développement des surfaces de transpiration (feuilles) amène celui du réseau de circulation (vaisseaux ligneux), des racines et du tronc; la taille élevée demande des tissus de soutien assez forts (bois). L'arbre est généralement hygrophile. Une forêt de hêtres de cinquante ans transpire 2 330 900 kg. d'eau par hectare, ce qui équivaut à une couche d'eau de 233 mm. pendant la période végétative [Schimper, 5]. Voici quelle est la transpiration d'un certain nombre d'arbres du 1er juin à fin novembre, exprimée en grammes d'eau pour 100 gr. de poids sec des feuilles : bouleau 67 987, hêtre 47 246, chêne 28 345, sapin 5 847, pin 3 207.

La taille élevée des arbres est une de leurs faiblesses : elle augmente la distance entre les organes d'absorption de l'eau (racines) et les organes de transpiration (feuilles) ; elle expose ceux-ci à l'action desséchante du vent, moins sensible au ras du sol; la rupture de l'équilibre entre l'absorption et l'émission de l'eau devient un danger en cas de sécheresse. Aussi la réduction de la taille est-elle un des moyens d'adaptation à la sécheresse les plus communs.

Grâce à son puissant réseau de racines, l'arbre peut se nourrir, même dans un sol superficiellement sec, à condition qu'il y ait encore de l'eau en profondeur. Il est par suite moins directement sensible que l'herbe à l'absence de pluie et peut supporter une période sèche succédant à une période humide. La quantité de pluie qui lui est nécessaire dépend de la température. Le développement normal de la végétation arborescente hygrophile exige en moyenne 1 500 mm. de précipitations dans les régions chaudes, 600 mm. dans les régions tempérées.

La variété extraordinaire des formes de végétation arborescente est due à ces exigences en humidité. Les formes hygrophiles n'existent que dans les pays tropicaux ; elles sont caractérisées par une croissance rapide et continue, d'où réduction des éléments ligneux et développement extrême des feuilles. Le type caractéristique est celui où de grandes feuilles sont disposées en rosette à l'extrémité d'une tige unique ou *stipe*. Les palmiers en sont l'exemple le plus connu.

Les plantes herbacées acquièrent dans les climats chauds et humides des dimensions considérables, les rapprochant des arbres (bananiers,

cannas, etc.). Il est remarquable que les arbres les plus rigoureusement hygrophiles sont des Monocotylédones.

L'adaptation de l'arbre à la sécheresse se fait par la diminution de la taille (arbustes, buissons), par la transformation et la réduction des organes respiratoires (feuilles à cuticule cireuse, allongées, aciculaires), par le développement des parties ligneuses et la substitution d'épines aux feuilles, ou au contraire par l'accroissement des tissus mous (*parenchymes*) pouvant emmagasiner l'eau (plantes succulentes du type Cereus).

Les formes tropophiles sont très répandues chez les arbres. L'aspect xérophile pendant la période sèche ou la saison froide peut être plus ou moins accentué. Il est très marqué dans la zone chaude, où l'on observe deux formes principales : un type trapu avec tronc et branches énormes (baobab), un type grêle et épineux (acacia).

Plantes herbacées. — Les caractères des plantes herbacées sont : une faible taille, la réduction des racines et de l'appareil de soutien ligneux; à peu près toutes les parties aériennes sont des organes de transpiration.

Grâce à sa faible taille, l'herbe échappe plus que l'arbre à la sécheresse de l'air et au vent, mais la réduction des racines la rend plus directement sensible aux fluctuations de l'humidité de la couche superficielle du sol, par suite à celles de la pluviosité. Elle ne peut souffrir une sécheresse prolongée pendant la période végétative. La plupart des plantes herbacées sont xérophiles ou tropophiles.

L'adaptation xérophile se fait sous plusieurs formes : réduction et transformation des feuilles avec développement du tissu ligneux et apparition d'épines (chardons), — développement de poils feutrés à la surface des feuilles (molène); — ou envahissement de tout l'organisme par le tissu chlorophyllien (plantes succulentes : *Sedum*, *Agave*, *Cactus*). Les formes tropophiles sont très répandues : plantes pérennes à bourgeons hivernants, plantes à *bulbe* ou à *stolons*.

Les plantes herbacées ont enfin la ressource de disparaître pendant la saison froide ou la saison sèche, achevant leur développement complet pendant une saison; ce sont les plantes annuelles très répandues dans la zone tempérée.

Les conditions de climat favorables à la végétation herbacée sont en général inverses de celles qui conviennent à la végétation arborescente. Celle-ci exige, au moins pendant sa période végétative, une chaleur constante, qui peut être très forte, un sol humide, au moins

en profondeur, une atmosphère dont l'humidité relative ne peut tomber au-dessous de 70 p. 100. La végétation herbacée s'accommode mieux d'une température moyenne, exige un sol superficiellement humide, mais supporte une sécheresse assez grande de l'air.

Plantes parasites. — En élargissant le sens du mot, on peut comprendre dans cette catégorie toutes les plantes qui ont besoin d'autres plantes et, par suite, ne peuvent à elles seules constituer des associa-



Fig. 353. — Banyan (*Ficus bengalensis*). Dessin d'après une photographie. Les racines adventives aériennes ont développé une forêt de faux troncs.

tions. Leur présence modifie cependant le caractère des associations et les conditions de vie de leurs hôtes.

Les *lianes* sont des plantes à développement extraordinairement rapide et à tissu de soutien insuffisant. Elles ont besoin de s'appuyer sur des arbres, par suite ce sont des plantes forestières. Par une singulière anomalie, ce sont aussi généralement des plantes de lumière, dont les fleurs ont besoin de s'épanouir au-dessus de l'ombre des frondaisons. Pour y arriver, elles s'allongent démesurément, s'enroulant autour du tronc de leur hôte, ou s'accrochant aux tiges et aux rameaux grâce à des adaptations variées de leurs propres tiges, de leurs feuilles, ou même de leurs racines adventives.

Les lianes peuvent être herbacées ou ligneuses. Elles peuvent prendre racine dans le sol ou être épiphytes. Dans ce dernier cas, elles ont généralement des racines adventives aériennes, qui se développent de haut en bas comme de longs cordons jusqu'à ce qu'elles touchent le sol, où elles développent des radicelles normales (*Banyan*) (fig. 353).

Leur croissance rapide exige des températures élevées, aussi sont-elles exclues des climats froids. Elles sont caractéristiques des forêts tropicales.

Les *épiphytes* sont des plantes vivant sur un substratum organique, mais sans se nourrir directement aux dépens de leur hôte. En général

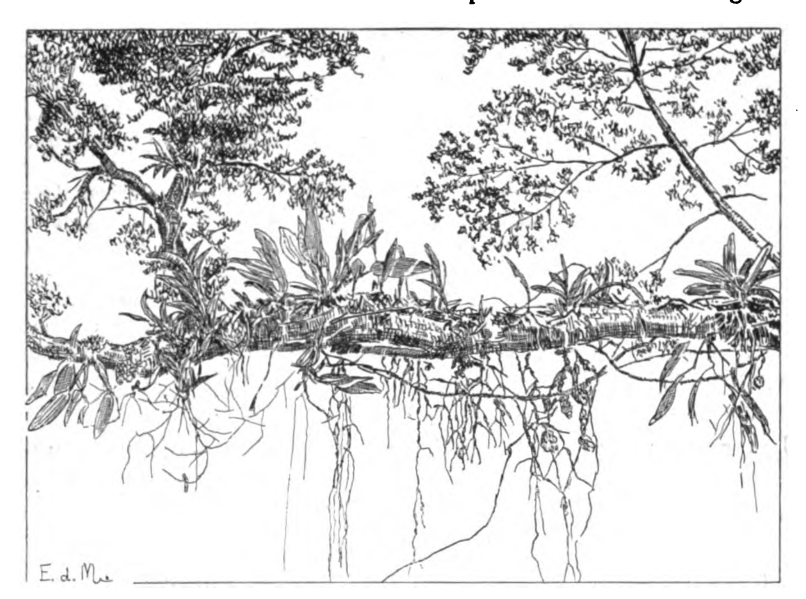


Fig. 354. — Branche chargée de plantes épiphytes (forêt tropicale de Blumenau, Brésil). Dessin d'après une photographie de H. Schenck.

Philodendron et *Anthurium*, *Rhipsalis pachyptera* (pendante).

l'épiphyte naît sur une branche et développe ses racines entre les rugosités de l'écorce. Ce sont là des conditions d'existence très précaires; aussi l'épiphyte demande-t-elle beaucoup à l'air et s'arrange-t-elle pour perdre le moins possible d'eau par évaporation.

On observe les adaptations les plus curieuses. Tantôt les racines sont pourvues d'un tissu spongieux, qui absorbe immédiatement la moindre goutte d'eau ruisselant sur le tronc; tantôt les feuilles sont disposées de façon à former une coupe naturelle où s'assemble l'eau et où peut être recueilli un peu d'humus (*Platycerium*, *Nidularium*).

Les épiphytes habitent à peu près exclusivement les régions de forêts tropicales humides, où beaucoup d'*Aroïdées* et même quelques Palmiers revêtent cette forme. Les Orchidées aux fleurs étranges sont presque toutes épiphytes. Des lichens se développent comme épiphytes sur les feuilles. On

en trouve dans les forêts de montagne de la zone tempérée (*Usnea*). Des mousses épiphytes couvrent les bruyères arborescentes des sommets équatoriaux (planche XLVII).

Beaucoup de plantes. épiphytes dans les premiers temps de leur existence, cessent de l'être et se transforment en lianes avec racines aériennes (*Philodendron*, *Anthurium* (fig. 354). L'exemple le plus connu est celui du banyan (*Ficus bengalensis*), qui finit par se développer comme un arbre autonome après avoir tué son hôte primitif et dont les racines aériennes deviennent de véritables troncs (fig. 353).

Les *saprophytes* vivent de matières organiques en décomposition. Par suite elles sont dépourvues de chlorophylle; presque toutes appartiennent au groupe des Thallophytes. Sans influence directe sur la physionomie végétale, elles sont importantes par leurs effets sur le sol. Très développées dans les forêts tropicales, elles contribuent à l'élimination des matières organiques sans formation d'humus. Dans la zone tempérée, elles jouent un rôle dans l'assimilation de l'humus par les racines des arbres (*Mycorhyzes*, cf. p. 731 et 766).

Les *parasites*, au sens strict du mot, sont des plantes se nourrissant de la sève élaborée par une autre plante, au moyen de suçoirs qui pénètrent l'épiderme et établissent une communication intime entre leurs tissus et ceux de leur hôte. La plupart sont naturellement dépourvus de chlorophylle.

Il y a des semi-parasites, ayant des racines en terre et une circulation autonome. La plupart des parasites sont dans cette situation au début de leur existence, après le développement du germe qui leur a donné naissance. Les parasites peuvent être des lianes (cuscute) ou des épiphytes.

Les grands groupes d'associations végétales. — Nous pouvons maintenant définir les grands groupes d'associations végétales. Le groupement d'espèces arborescentes donne une *association forestière*, le groupement d'espèces herbacées donne une *association herbacée*. Ces types d'associations correspondent à des conditions de climat et de sol tout à fait différentes et présentent un grand nombre de variétés.

Les divers types de forêts se distinguent surtout par l'existence plus ou moins nette d'un repos végétatif et le caractère plus ou moins hygrophile de leur végétation. Les associations herbacées peuvent être, suivant leurs caractères plus ou moins xérophiles, classées en *prairies*, *savanes* et *steppes*.

Quand une association se développe dans un milieu physique et biologique favorable, elle peut couvrir le sol d'un tapis continu, c'est ce qu'on appelle une *association fermée*. Quand les conditions sont moins heureuses, il y a des vides, on dit que l'*association* est *ouverte*. On pourrait dire aussi qu'elle est *désertique*. Dès que le sol cesse d'être entièrement occupé par la végétation, on se rapproche des conditions du désert. Les steppes et les savanes sont des associations ouvertes qui passent insensiblement au désert proprement dit.

Au point de vue phytogéographique, il y a des déserts dus au climat, trop sec ou trop froid pour permettre le développement de tous les germes (hautes montagnes, régions polaires et déserts au sens ordinaire du mot); mais il y a aussi des déserts d'étendue restreinte dus à la nature du sol : éboulis récents, roc non décomposé, alluvions torrentielles, coulées volcaniques récentes, laisses marines. Ce dernier genre de désert est toujours transitoire et, à moins que le sol ne soit constamment remanié, finit toujours par être envahi par la végétation.

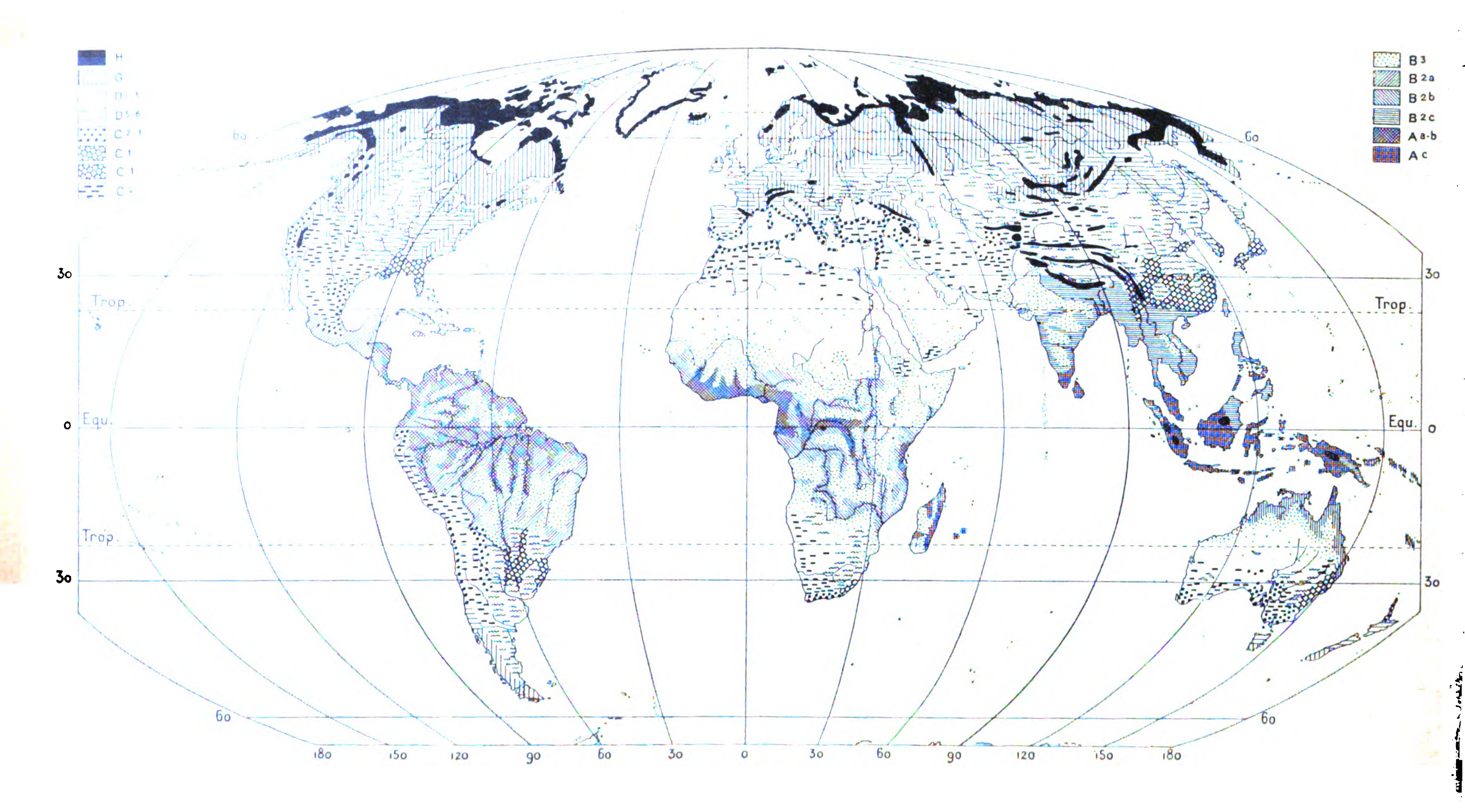
Quand les conditions du climat et du sol sont intermédiaires entre celles qui conviennent à l'arbre et à l'herbe, il y a un mélange plus ou moins intime de stations à plantes herbacées et arborescentes. C'est généralement la nature du sol qui détermine la prépondérance locale de l'arbre ou de l'herbe. Des influences biologiques peuvent aussi contribuer à ce mélange. Celle de l'homme est la plus importante. Il a déboisé une partie de la zone forestière en Europe, en Amérique et même peut-être en Afrique. Il y a donc des *associations naturelles* et des *associations artificielles* ou *dérivées*. Leur distinction est souvent fort difficile.

Régions florales et zones de végétation. — Depuis que le point de vue physiologique s'est introduit dans la géographie botanique, les botanistes ont beaucoup discuté sur le principe des divisions phytogéographiques. Il est bien difficile de concilier les *régions florales*, établies d'après le groupement systématique des genres et familles, avec les zones de végétation caractérisées par la prédominance de tel ou tel type d'association.

Les régions florales sont déterminées surtout par les différences de régime thermique: envisagées dans leurs lignes générales, elles correspondent, comme l'a montré Drude [6], aux zones de Köppen (cf. 2e partie, chap. II); les subdivisions sont dues à la forme actuelle des continents et à leur ancienne extension. Les zones de végétation sont déterminées surtout par les conditions d'humidité : trois zones forestières, répondant à la zone des pluies équatoriales et à celle des vents d'Ouest dans les deux hémisphères, alternent avec des zones d'associations herbacées plus ou moins ouvertes, suivant la sécheresse du climat.

Il n'est pas impossible de trouver un compromis entre ces deux divisions. Même au point de vue physiologique, les forêts tempérées sont tout à fait différentes des forêts équatoriales, les formations herbacées tempérées des formations herbacées tropicales. On peut dire que le groupe des climats chauds correspond à une série de types d'associations arborescentes ou herbacées, fermées ou ouvertes, simples ou mixtes, naturelles ou dérivées, qui ont toutes un cachet commun. Il en est de même du groupe des climats tempérés et des climats froids.

Nous envisagerons rapidement les principaux types d'associations représentés dans la zone des climats chauds, dans celles des climats subtropicaux, tempérés et froids. Nous indiquerons très brièvement les caractères floristiques, en montrant jusqu'à quel point les divisions fondées sur la systématique peuvent concorder avec celles fondées sur la biologie. Au point de vue phytogéographique, les régions de climat désertique ont évi-


H
B 3
B 2a
B 2b
B 2c
A a-b
A c
Trop.
Equ.
Trop.
30
0
30
60
60
180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180

Légende de la figure 355.

Les lettres affectées aux divers figurés sont les mêmes que celles employées dans la carte des climats hors texte pour les climats auxquels correspondent les associations désignées :

H, toundras polaires et zone alpine;
G et D 1-3, zone forestière tempérée (G, zone des conifères dominants. D 1-3, zone des chênes),
D 5-6, prairies steppes;
C 2-3, associations du type *maquis* (arbustes xérophiles dominants, forêt de conifères ou de chênes verts subordonnée);
C 1 et C' 1, forêt subtropicale répondant au climat *chinois* (le sens différent du croisement des traits distingue les régions très différentes au point de vue systématique : domaine sino-japonais, domaine du S.-E. des Etats-Unis, régions Argentine, Sud-Africaine et Australienne);
C 4, steppes sèches subtropicales;
B 3, savanes tropicales;
B 2, forêt tropicale (le sens des hachures sert à mettre en évidence l'individualité au point de vue systématique des domaines floraux de la zone chaude; B 2a, domaine sud-américain; B 2b, domaine africain; B 2c, domaine oriental);
A, forêt équatoriale (mêmes distinctions que pour B).

La forêt galerie est indiquée par l'extension du figuré des associations forestières le long des cours d'eau au milieu du figuré des savanes.

Les déserts sont indiqués par la raréfaction des signes consacrés aux associations, dont ils dérivent par appauvrissement gradué de la flore.

demment une place à part, à cause de la prédominance exclusive des associations ouvertes; mais, au point de vue floristique, elles appartiennent à des domaines différents.

Conditions générales de la zone des climats chauds. — La zone des climats chauds forme évidemment une unité au point de vue systématique aussi bien qu'au point de vue physiologique. Certaines familles, certains groupes même en sont exclus.

Les mousses ne jouent qu'un faible rôle, mais les fougères ont une richesse de développement qui rappelle les conditions des périodes géolo-

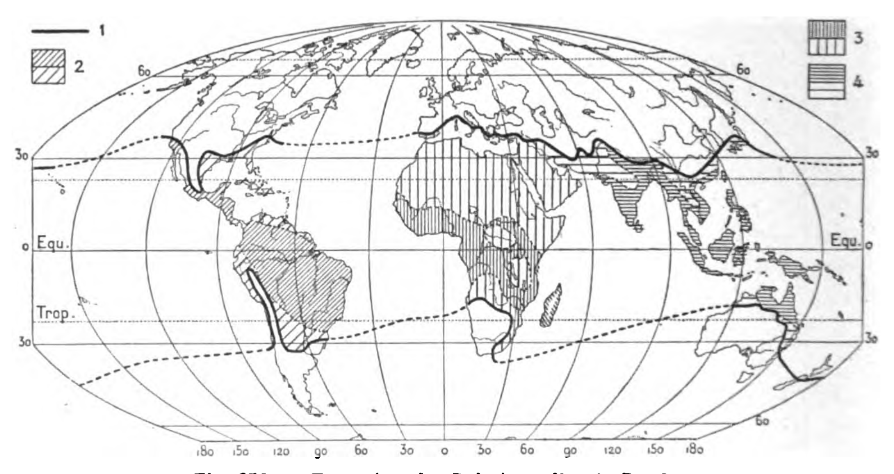


Fig. 356. — Extension des Palmiers, d'après Drude.

Exemple de localisation d'une famille dans une zone climatique caractérisée par une série d'associations végétales connexes : 1, limite N. et S. de l'aire d'extension des palmiers; 2, groupe américain; 3, groupe africain; 4, groupe oriental. Dans chacun des groupes 2, 3, 4, le grisé serré indique l'aire où les palmiers sont le plus nombreux et sont un élément important des associations forestières.

giques anciennes. Pas de Conifères, peu de Gymnospermes, mais une variété de Monocotylédones arborescentes inconnue à la zone tempérée. Les Palmiers sont la famille la plus caractéristique (fig. 356); la variété de leurs formes est aussi grande que celle de leurs espèces : à côté des types hygrophiles normaux, qui sont les plus connus, avec leur stipe élevée et leurs immenses feuilles, il y a des palmiers-lianes, des palmiers-épiphytes, des palmiers buissonnants et épineux.

Les bambous (*Bambusa*, *Dendrocalamus*) sont une des formes caractéristiques des pays chauds. La famille des Musacées (bananiers) est représentée dans presque toutes les régions florales. Les Pandanus offrent un des types arborescents les plus curieux, absolument spécial à la zone chaude. Les Orchidées, surtout épiphytes, ne sont nulle part plus largement représentées.

Parmi les Dicotylédones, un certain nombre de familles peu ou pas connues dans la zone tempérée ont une grande importance, mais, à l'encontre des Monocotylédones, elles prennent souvent la forme herbacée ou buissonnante (Urticacées, Pipéracées, Solanées). Les Légumineuses ont un grand

développement et donnent quelques-unes des formes arborescentes les plus caractéristiques.

Mais le trait fondamental de la flore des pays chauds est l'importance des fougères et des Monocotylédones, restes d'un monde floral archaïque, qui couvrait jadis toute la terre et que le refroidissement a peu à peu refoulé vers l'Équateur.

Au point de vue biologique, toute cette végétation est exclusivement mégatherme; elle disparaît dès que la moyenne annuelle s'abaisse au-dessous de 20°. La variation de la chaleur est trop faible pour qu'aucune fonction soit jamais arrêtée par l'abaissement de la température. Certaines fonctions, comme la germination et la croissance qui la suit, s'accomplissent avec une rapidité stupéfiante. Les épiphytes et certains bambous poussent pour ainsi dire à vue d'œil.

L'intensité de la lumière, en rapport avec la grande hauteur du soleil au-dessus de l'horizon, favorise la formation des fleurs aux couleurs éclatantes et permet le développement d'une végétation de sous-bois d'une vigueur extraordinaire. Un certain nombre de plantes de culture tropicales sont des plantes d'ombre et ont besoin d'être abritées. Même chez les espèces les plus vigoureuses, les effets d'une lumière excessive sont sensibles : l'orientation des feuilles, les mouvements des folioles sont autant d'essais de protection, malgré lesquels on observe parfois une décoloration par épuisement de la chlorophylle. Le grand développement des plantes d'ombre et l'infériorité relative des plantes de lumière, voilà un des caractères biologiques généraux les plus curieux de la végétation des pays chauds.

Malgré la stabilité de la température, le développement de la végétation ne se poursuit pas toujours uniformément toute l'année. La transpiration intense due à la chaleur devient un grave péril, dès que les réserves d'eau sont épuisées par une période de sécheresse de quelques mois. Aussi est-ce le régime des pluies qui règle les phénomènes périodiques de la végétation dans la zone chaude. Là où il y a une période sèche, il y a, comme dans nos régions en hiver, arrêt du développement végétatif, chute des feuilles des arbres, disparition à peu près complète des parties aériennes des plantes herbacées. La prédominance des formations arborescentes ou herbacées dépend en grande partie de l'étendue de la période sèche et de la nature du sol, retenant plus ou moins l'eau. Les associations ouvertes se montrent partout où la somme annuelle des précipitations est inférieure à 1 m.; elles sont généralement caractérisées par des adaptations xérophiles. Le véritable désert se rencontre là où le sol reçoit moins de 250 mm. C'est à la variété des conditions de l'humidité que

les pays chauds doivent la variété de leurs types biologiques et de leurs associations végétales.

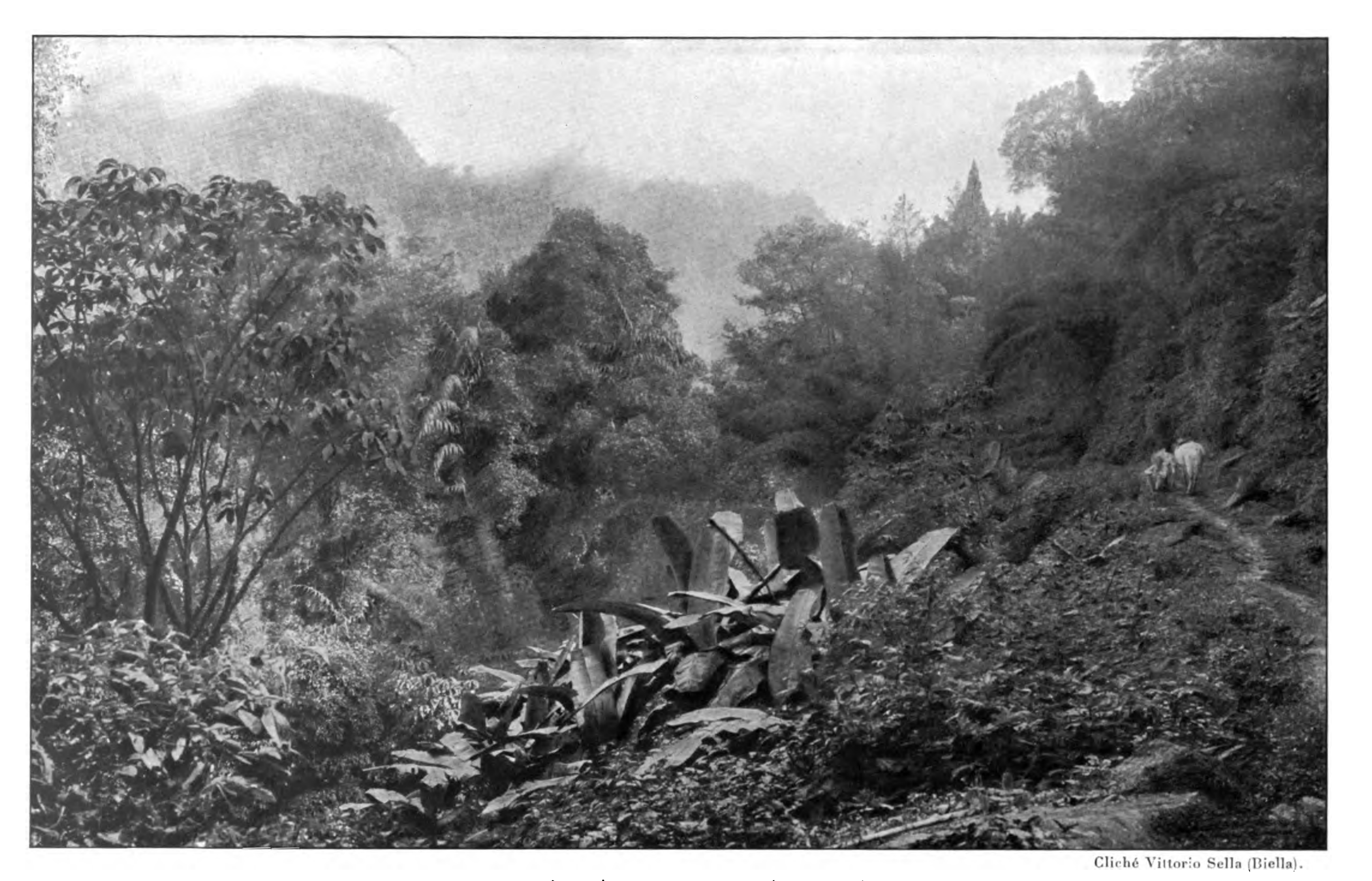
Parmi les associations fermées et simples, nous étudierons la *forêt équatoriale*, la *forêt tropicale*; parmi les associations mixtes et ouvertes, la *savane*, le *parc*, la *forêt galerie*, etc.

Associations forestières. — La *forêt équatoriale* est le type de ce qu'on appelle communément la forêt vierge. Elle couvre d'un manteau impénétrable les régions à climat équatorial du *type amazonien* partout où la somme annuelle de pluie dépasse 1 500 mm. et où il n'y a pas de période sèche. La végétation n'y manifeste aucun repos apparent. Il ne faut pas croire cependant que toutes les fonctions s'accomplissent sans interruption. L'apparition de nouvelles feuilles d'un vert plus clair signale çà et là une reprise d'activité. La floraison et la fructification sont généralement interrompues, parfois pendant plusieurs années, mais il y n'a aucun synchronisme dans ces périodes de repos et l'ensemble a constamment l'air d'être en pleine activité vitale; la forêt est toujours verte.

Au point de vue morphologique, la forêt équatoriale frappe surtout par sa richesse et sa complexité. Vue de haut et de loin, elle étonne le voyageur habitué à la monotonie de nos forêts tempérées, par les teintes variées de ses frondaisons et leur inégalité. La taille moyenne des arbres atteint 30 à 40 m.; un certain nombre s'élèvent bien au-dessus. Toutes les formes végétales sont représentées. A côté des arbres de haute taille et sous leur couvert, s'élèvent des arbres de seconde taille, des plantes herbacées arborescentes (fougères, bananiers); des lianes à tige ligneuse ou succulente, des épiphytes herbacées sont partout répandues. Les ramifications des branches des arbres sont beaucoup moins marquées que dans les régions froides ou sèches; beaucoup d'arbres ont un tronc uni, lisse ou même vert, à cause du faible développement de l'écorce. Des hampes florales en sortent parfois. La superposition de quatre ou cinq étages de végétation, le développement extraordinaire du sous-bois et l'enchevêtrement des lianes et des épiphytes, avec leurs racines aériennes donnent une impression de confusion et d'exubérance inoubliable (v. pl. XLI).

La forêt équatoriale est le type le plus complet de l'association fermée. La *forêt tropicale* n'a pas la même apparence de vie continue ni la même richesse de formes. La chute des feuilles s'y produit pendant la période sèche et est générale à la fin; l'aspect se rapproche alors de celui de nos forêts pendant l'hiver, sauf au bord des cours

VÉGÉTATION TROPICALE



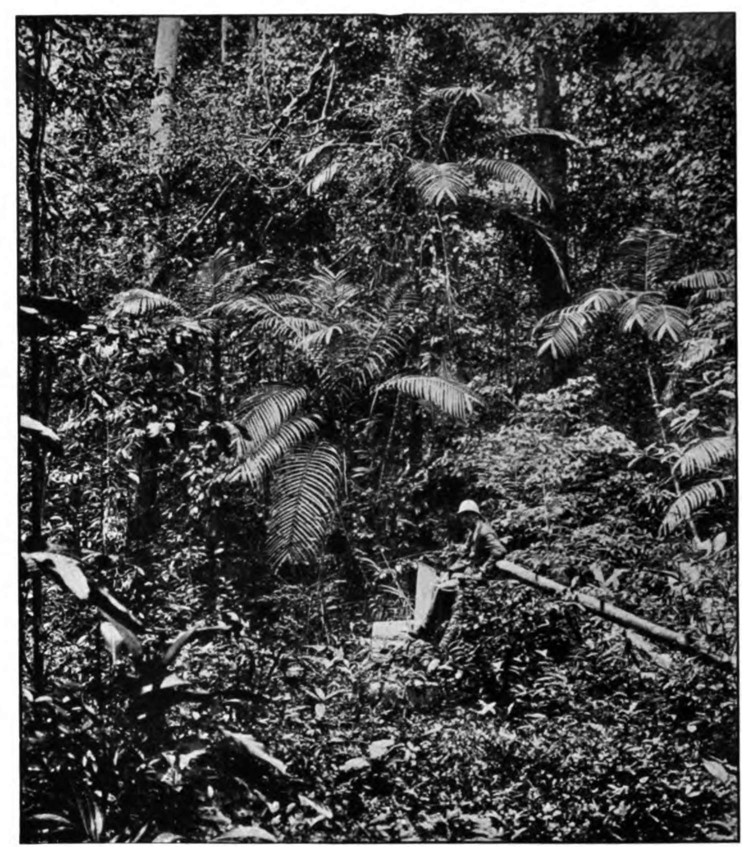
Cliché Vittorio Sella (Biella).

LA FORÊT PRÈS DE DARJEELING (HIMALAYA).

Exemple de la variété des essences dans les forêts des pays chauds.

La Forêt Vierge Amazonienne





Clichés J. Huber (*Arboretum Amazonicum*).

A. — FORÊT DE TERRES BASSES (VARZEA BAIXA) DU RIO CAPIM.

Type de forêt vierge particulièrement riche en lianes.

Celles-ci semblent étouffer les espèces arborescentes aux troncs relativement grêles.

B. — FORÊT VIERGE DU BAS AMAZONE.

Exemple de la variété du sous-bois, comportant plusieurs étages de végétation arborescente, buissonnante et herbacée.

Au centre, un palmier *Mumbaca*, espèce caractéristique.

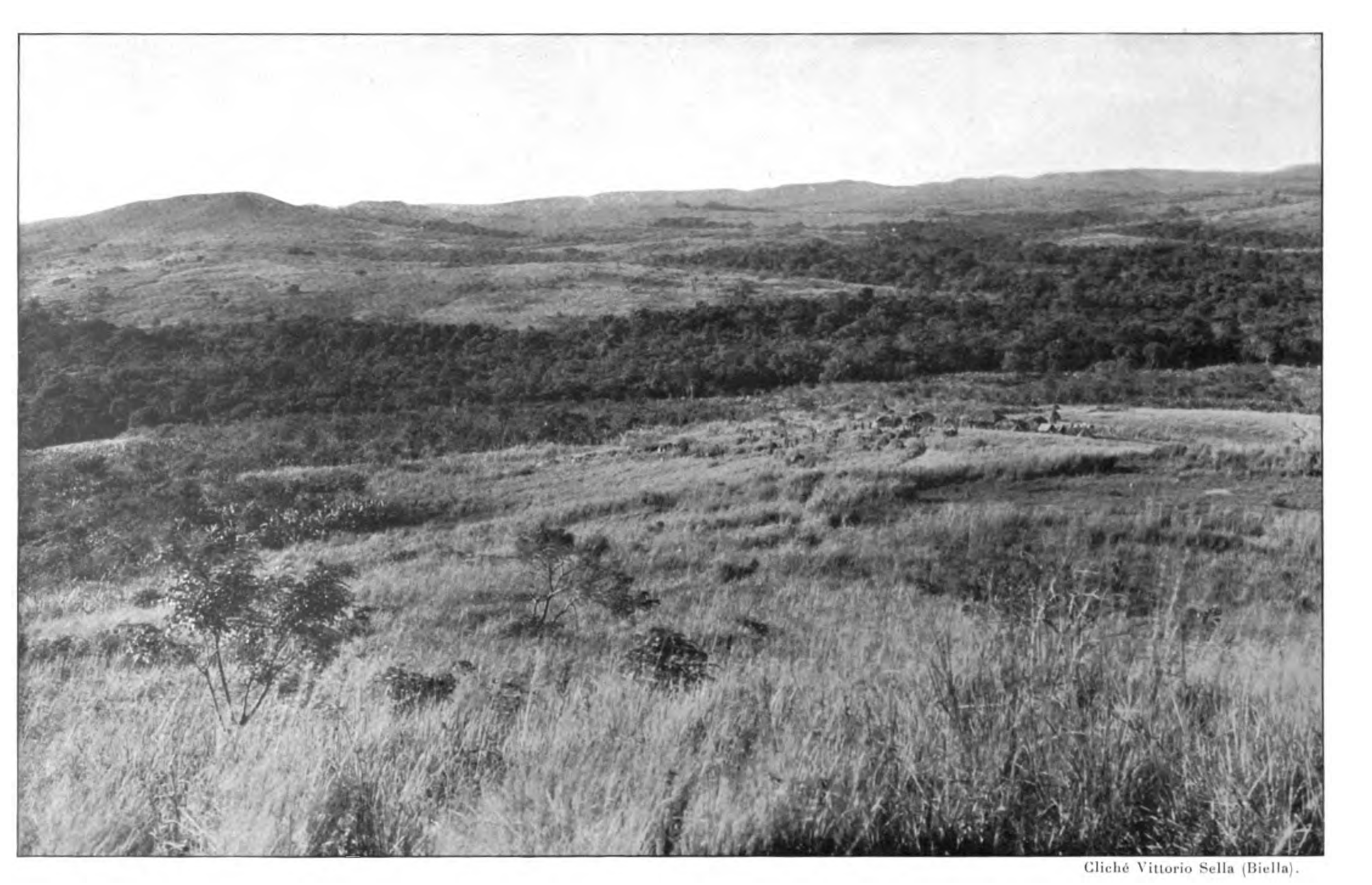


Cliché G. de Gironcourt.

A. — SAVANE A PALMIERS INONDÉE PENDANT LA SAISON DES PLUIES (MADAGASCAR).
Hyphæne coriacea est une forme de palmier xérophile typique.

Cliché Busse (*Vegetationsbilder*, Fischer, éditeur, Iéna).

B. — TYPES XÉROPHILES ARBORESCENTS DES SAVANES AFRICAINES (UGOGO).
Au centre, un baobab (*Adansonia digitata*) entouré d'acacias-parasols (*Acacia spirocarpa*).
Au premier plan, brousse épineuse, avec *Sanseveria* (un pied isolé à droite).



Cliché Vittorio Sella (Biella).

PLATEAU DE L'OUGANDA (AFRIQUE ORIENTALE), SAVANE HERBEUSE AVEC FORÊT-GALLERIE.
Au premier plan, on reconnait les caractères de la mer de hautes herbes, semée de quelques arbres isolés. La forêt suit exactement les thalwegs. Sur son bord sont situés les villages (on en distingue un avec ses cultures).

d'eau et dans les endroits humides. Mais la grande différence est dans le fait que la floraison a lieu pour la plupart des espèces justement à ce moment. Seules les plantes méditerranéennes dans la zone tempérée ont la même habitude. La taille des arbres est généralement inférieure à celle des géants de la forêt équatoriale. La variété est moins grande aussi bien au point de vue biologique qu'au point de vue systématique. Le sous-bois est moins abondant, et les lianes sont exclusivement ligneuses. Les épiphytes sont nettement xérophiles, souvent succulentes, ou à l'état de lianes parfois épineuses (*Rotang*).

Suivant la durée de la période sèche, les caractères de la forêt tropicale sont très différents. C'est dans les régions de climat subéquatorial ou *soudanien*, et de climat de mousson *bengalien*, que l'aspect et le groupement systématique se rapprochent le plus de la forêt équatoriale. Mais dans la zone du climat tropical ou *sénégalien* et des climats de mousson plus secs, les conditions d'existence deviennent plus précaires pour la végétation arborescente. La perte des feuilles pendant la saison sèche est absolument générale, le repos végétatif très sensible. La taille des arbres se réduit encore et dépasse rarement 20 m., le sous-bois tend à disparaître avec les lianes et les épiphytes, un tapis herbeux s'étend sur le sol. Même dans ces conditions, les arbres ne subsistent qu'au prix d'adaptations xérophiles, l'écorce s'épaissit, le tronc, les branches deviennent énormes (type du baobab), — ou bien, au contraire, le squelette ligneux devient grêle et très ramifié avec des épines (type des Mimosées, pl. XLII, B). Même les palmiers prennent des formes xérophiles (pl. XLII, A). Des formes succulentes apparaissent (euphorbe-candélabre, pl. XLV, C). Enfin, la forêt s'éclaircit et passe à une association ouverte. Dans l'état où nous venons de la décrire, elle ne couvre jamais de grands espaces, et apparaît seulement disséminée çà et là dans la région des savanes, suivant les cours d'eau (*campos* du Brésil).

Associations herbacées. — Les associations herbacées pures ne jouent pas un très grand rôle dans la zone des climats chauds. La *savane* tropicale n'est pas simplement, comme ont pu le faire croire les descriptions de certains voyageurs, une mer de hautes herbes. Des touffes de graminées, plus ou moins hautes suivant les conditions locales, jaillissent à une certaine distance, laissant entre elles le sol nu ; on y voit généralement se mêler des arbustes ou arbres plus ou moins rabougris, présentant tous les types d'adaptations xérophiles : développement des parties ligneuses, réduction des feuilles, épines, ou au contraire tiges succulentes.

La savane est une association *mixte* et *ouverte*. Les herbes y sont plus abondantes et plus hautes dans les dépressions humides, plus clairsemées et plus courtes sur les plateaux. Après un rapide développement à la saison des pluies, elles se dessèchent complètement et les chaumes calcinés prennent feu parfois d'eux-mêmes, quand l'incendie n'est pas allumé dans un but de chasse ou de défrichement temporaire. Tous les voyageurs parlent de ces grands embrasements comme d'un phénomène régulier dans les savanes africaines ou américaines.

Rien de plus varié dans le détail que l'aspect des pays de savanes, malgré l'uniformité générale qui leur a fait donner partout un nom spécial : *campos* et *catingas* du Brésil, *llanos* du Vénézuéla, *brousse* africaine, *jungle* hindoue. C'est au sol que sont dues surtout les variétés locales. Le long des cours d'eau, les arbres se groupent en formant une véritable forêt; vu de haut, le pays apparaît alors comme traversé de galeries forestières (pl. XLIII). Sur les plateaux, la moindre ondulation, le moindre changement de nature du sol, donne l'avantage soit aux arbres, soit aux arbustes épineux, soit aux herbes. Des bouquets d'arbres apparaissent ainsi aux points les plus favorisés et, lorsque les herbes sortent du sol avec les premières pluies, l'aspect du pays se rapproche tellement de celui de nos campagnes, qu'il est noté par tous les voyageurs africains. On le compare généralement à un parc (*Parklandschaft*).

La latérite joue un grand rôle dans toute la zone tropicale pour différencier les aspects de la savane : lorsqu'elle forme une croûte épaisse, comme c'est le cas dans le Soudan oriental et les plateaux du Brésil, les caractères xérophiles s'accentuent et les associations deviennent plus ouvertes. Le calcaire paraît avoir une influence semblable; il appelle les forêts épineuses.

La tourbe est inconnue dans la zone chaude, mais les marais n'en ont pas moins une végétation spéciale. Dans les pays de mousson asiatique, les plaines inondées à la saison pluvieuse sont couvertes de fourrés impénétrables de bambous. Dans l'Amérique du Sud, ce sont des palmiers spéciaux qui jouent le même rôle. A Madagascar, on voit aussi les plaines inondées semées de palmiers qui sortent de l'eau (pl. XLII, A).

D'une manière générale, un sol profond, mais sec, amène la prédominance des fourrés épineux avec plantes grasses (*catingas* du Brésil); un sol peu profond donne au contraire un manteau à peu près continu d'herbes (*campos* du Brésil, *alang* de l'Inde); dans les parties humides, les chaumes peuvent atteindre à la fin de l'été jusqu'à 5 mètres.



Cliché G. de Gironcourt.

A. — PALÉTUVIERS A MARÉE BASSE A MADAGASCAR, PROVINCE DE NOSSI-BÉ.

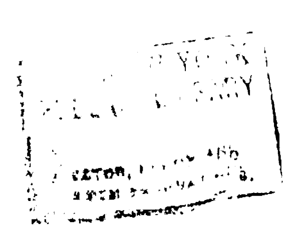
On voit les racines aériennes qui s'enfoncent dans la vase
et les pneumatophores en sortant



Cliché G. de Gironcourt.

B. — LA FORÊT DES PALÉTUVIERS A NOSSI-BÉ.

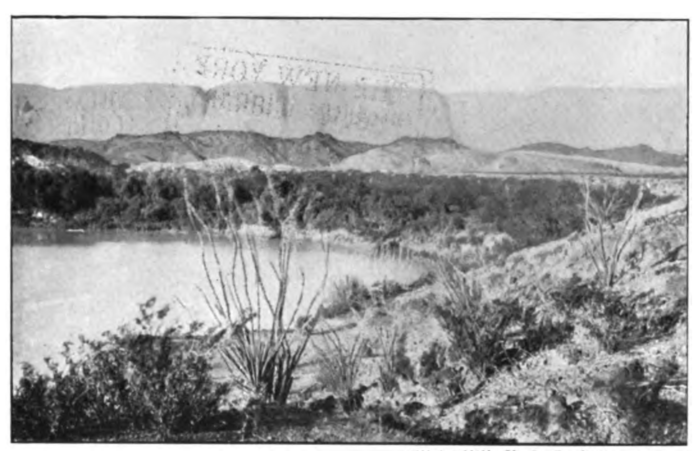
La vue est prise à mi-marée.
La haute mer atteint le sommet du cône formé par les racines.





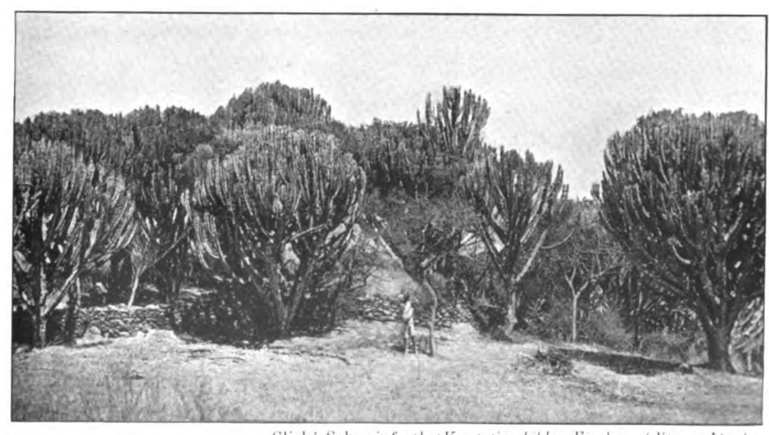
Cliché E. de Martonne.

A. — STEPPE A MESQUITE, SEMÉE DE YUCCAS ARBORESCENTS (MEXIQUE).



Cliché Hill (U. S. Geol. Survey).

B. — STEPPE DÉSERTIQUE AU BORD DU RIO-GRANDE (MEXIQUE).
Au premier plan, plusieurs pieds d'Ocatilla *(Fouquiera splendens* Eng.).



Cliché Schweinfurth (*Vegetationsbilder*, Fischer, éditeur, Iéna).

C. — EUPHORBES-CANDÉLABRES, PRÈS GOLDOFELASSI (ABYSSINIE).
Euphorbia abyssinica atteint 8 à 15 mètres de haut, d'un vert clair teinté de rouge lorsque l'arbre est en fleurs.

L'influence du climat ne doit pourtant pas être négligée dans la zone des savanes. En s'éloignant de l'Équateur, la sécheresse augmente et l'on passe graduellement au désert par une zone où alternent, suivant la nature du sol, les fourrés d'arbrisseaux épineux de plus en plus rabougris (*carascos* du Brésil, *scrub* d'Australie) et de véritables steppes à touffes très espacées. En se rapprochant de l'Équateur, on observe au contraire un enrichissement progressif des bouquets de bois, la forêt forme un réseau continu le long des cours d'eau ; c'est la zone des *forêts-galerie*, si développée dans le Soudan oriental.

Formations littorales, palétuviers. — Les formations spéciales au bord de la mer sont particulièrement intéressantes dans la zone chaude. Les grèves abandonnées définitivement par la mer sont généralement plus vite conquises par la végétation que dans la zone tempérée, sauf dans les régions très sèches, où le lavage des sels se fait plus lentement. A Java, on a pu suivre l'envahissement du sol, d'abord par des plantes rampantes à racines traçantes (*Ipomoea*), puis par des buissons de *Pandanus* ou espèces analogues. Les caractères xérophiles tendent à disparaître progressivement.

Les plages périodiquement recouvertes par la marée sont le siège d'une formation très particulière, celle des *palétuviers* (pl. XLIV). C'est une forêt d'arbres à structure xérophile, adaptés à la vie dans un sol vaseux, constamment humide, salin et périodiquement inondé. La plupart sont des Rhizophoracées (*Rhizophora mucronata* est l'espèce la plus caractéristique de l'Ancien Monde). A la marée haute, seule la couronne des feuillages d'un vert très accentué sort de l'eau. A la marée basse, on aperçoit un dédale de branches et de racines. Celles-ci présentent des excroissances verticales, qui sortent de la vase et sont douées d'un pouvoir respiratoire précieux pour la vie du réseau ligneux immergé (d'où le nom de *pneumatophores*).

Les formations de palétuviers ne se trouvent pas partout sur les côtes de la zone chaude. Les parties rocheuses exposées au ressac en sont naturellement privées, tandis que les golfes et les lagunes en sont garnis. C'est dans l'Ancien Monde qu'elles présentent la plus grande richesse de formes : *Rhizophora mucronata* y garnit le pourtour exposé encore au choc des vagues ; à l'intérieur dominent les *Brughiera*, arbres de port plus élevé. Dans le Nouveau Monde, la variété des formes est moins grande ; la Floride avec ses *Keys* est le lieu principal de développement des palétuviers (*Rhizophora mangle*).

Affinités systématiques dans la zone chaude. — Nous avons déjà appelé l'attention sur l'ancienneté du monde floral de la zone chaude. Au point de vue systématique, aussi bien qu'au point de vue biologique, les formes de végétation y sont les plus anciennement connues à la surface du globe. Les différences qui séparent les flores des continents tropicaux sont cependant assez tranchées ; cela est dû à la date déjà reculée où ils se sont individualisés (cf. 4e partie, ch. VIII).

Il n'y a qu'un petit nombre de genres communs à l'Afrique et à l'Amérique tropicales. Les palmiers caractéristiques de la flore équatoriale y sont même représentés par des genres différents [DRUDE, 11]. *Hyphœne* et

presque toutes les Borassinées sont spéciaux à l'Afrique; *Mauritia*, *Geonoma*, *Oreodoxus* sont exclusivement américains (cf. fig. 356).

A plus forte raison doit-on s'attendre à une individualité marquée de la flore australienne et de celles des îles océaniennes. La Nouvelle-Guinée en particulier forme avec Célèbes et la côte Nord de l'Australie une région de genres endémiques par rapport aux continents africain et américain. L'Inde avec les îles de la Sonde constitue une province spéciale caractérisée par le grand développement des palmiers épineux du genre *Calamus*, qui forment des jungles impénétrables. Madagascar, séparée depuis le Crétacé de l'Inde, et depuis le Miocène de l'Afrique, a aussi des caractères floristiques particuliers (plus de 100 genres spéciaux). Les Seychelles elles-mêmes devraient être mises à part.

Régions subtropicales. Conditions biologiques. — La zone subtropicale mérite une place à part malgré l'extrême variété des formes de végétation qui s'y rencontrent. Le fait général qui domine est l'existence d'un hiver tempéré, mais cependant assez accentué pour déterminer un repos périodique de la végétation. Le monde floral adapté à ces conditions thermiques a encore des affinités tropicales, dont témoignent quelques palmiers et bambous et des Liliacées de grande taille; mais ses relations avec la zone tempérée sont marquées par l'apparition de quelques Conifères (survivants des périodes géologiques antérieures). Les plantes dicotylédones à feuilles toujours vertes, plus ou moins épaissies (chênes verts, lauriers, etc.) sont à peu près universellement répandues dans toute la zone. C'est au Tertiaire ancien que paraît avoir commencé, au moins dans l'hémisphère Nord, l'individualisation de cette flore, qui devait répondre à un climat généralement humide. Les adaptations xérophiles se sont faites dans la suite, et le morcellement des aires continentales a progressivement amené des complications de plus en plus grandes au point de vue systématique.

La variété des régimes de pluie est la principale cause de différenciation des types biologiques : la tendance générale est vers un régime à pluies hivernales; mais, sur les côtes orientales des continents, les influences de mousson font apparaître des pluies d'été et suppriment presque complètement la période sèche (cf. 2e partie, ch. IV). En général les régions à pluies d'été (*climat chinois*) sont caractérisées par l'extension de la végétation arborescente; celles à sécheresse d'été (*climat méditerranéen*) par les formations de steppe et de fourrés d'arbustes xérophiles. Suivant que la somme annuelle des pluies est plus ou moins élevée, que les périodes sèches sont plus ou moins étendues, se présentent diverses variétés.

Les associations forestières correspondant au climat chinois ont

des affinités tropicales qui les rapprochent des forêts de mousson (Palmiers, Bambous, Fougères); mais la grande majorité des espèces est nouvelle : les plantes à feuilles toujours vertes (Chênes, Lauriers) s'y mêlent à des Conifères (Pins, Araucaria). Le sous-bois est encore assez développé, mais à feuilles réduites à cause de la lumière moins intense. Des lianes compliquent encore l'architecture, des épiphytes, presque toujours d'origine tropicale, se développent dans les régions humides (Floride, Nouvelle-Zélande), mais elles sont toutes herbacées.

On ne doit pas s'exagérer l'extension de ces forêts. Bien que l'homme ait pu contribuer à les faire disparaître, elles n'ont jamais formé un manteau continu, en dehors des régions océaniques très humides comme le Japon méridional, la Nouvelle-Zélande, la Floride et la côte de la Caroline méridionale; partout ailleurs, elles s'étendent le long des cours d'eau ou sur le flanc des montagnes particulièrement pluvieuses, laissant la place, dans les parties plus sèches, à une sorte de parc ou de savane.

L'influence du sol est particulièrement sensible, quand la somme annuelle des pluies est inférieure à 1 m. Sur un sol particulièrement sec (sable, grès, calcaire) le caractère d'association ouverte s'accentue et l'on passe à une steppe, où des fourrés épineux du type maquis font des taches plus ou moins étendues (*chaparral* du Texas).

Les régions subtropicales à période sèche bien marquée sont caractérisées par la prédominance des associations ouvertes xérophiles adaptées à un double repos végétatif dans l'année. La sécheresse en été, l'abaissement de la température en hiver, arrêtent en effet successivement tout ou partie des fonctions physiologiques. Le cycle annuel s'accomplit en deux étapes : la floraison et la reproduction ont lieu à la fin de l'hiver, la feuillaison et l'accumulation des réserves à l'automne. Les plantes à bulbe ou à stolons sont particulièrement bien adaptées à ce genre de vie. Les plantes toujours vertes elles-mêmes suivent le même rythme de vie, quoique d'une manière moins apparente.

Les formes arborescentes ne présentent que des types nettement xérophiles. Les Conifères y jouent partout un rôle important; certaines espèces sont même un élément décoratif essentiel du paysage (Pin parasol et cyprès de la région méditerranéenne proprement dite, Sequoia de Californie). Mais le premier rôle revient aux arbres et arbustes toujours verts, à feuilles cireuses ou épineuses, à tronc noueux (chêne vert et chêne liège). La forêt méditerranéenne est toujours plus ou moins clairsemée. C'est une association ouverte. Le

maquis est au contraire une association fermée, constituée à peu près exclusivement par des arbustes xérophiles à feuilles toujours vertes, cireuses, épineuses ou aciculaires, associés à des plantes herbacées de même caractère, et à des lianes très épineuses. Souvent il forme dans la forêt claire un sous-bois d'une vigueur exceptionnelle, la rendant aussi impénétrable qu'une forêt vierge. C'est l'association caractéristique des climats subtropicaux à saison sèche. Au nom local de *maquis*, usité dans la région méditerranéenne proprement dite, correspondent partout des noms locaux : *espinal* de la République Argentine, *chaparral* du Mexique et du Texas, *scrub* australien, *bush* sud-africain.

Les associations herbacées sont représentées par des *steppes* typiques. La steppe est, comme la savane, une association ouverte; le sol nu apparaît entre les touffes, mais les graminées ne jouent pas le principal rôle, les plantes à bulbe ou à stolons sont toujours présentes et souvent dominantes. Toute trace d'appareil végétatif disparaît ainsi pendant une partie de l'année de la surface du sol, qui semble un vrai désert.

La steppe et le maquis se mélangent le plus souvent en association mixte, et la prédominance de l'une ou l'autre est due aux conditions du sol. Les sols salins ou alcalins donnent naissance à des steppes de plantes halophiles. Les lagunes côtières peuvent abriter des forêts ouvertes d'arbres à pneumatophores rappelant un peu les palétuviers (*Dismal swamps* des États-Unis).

Variété biologique et systématique de la végétation subtropicale. — La zone chaude forme une bande continue à cheval sur les deux hémisphères. Il y a au contraire deux zones de climat et de végétation subtropicale, qui doivent chacune avoir acquis depuis longtemps des caractères spéciaux. Le morcellement des continents, poussé très loin surtout dans l'hémisphère Sud, a encore accentué la différenciation. Depuis le Tertiaire, le dessèchement progressif de l'intérieur des continents a atteint particulièrement la zone subtropicale, et a tendu à y développer les types xérophiles, surtout dans l'hémisphère Nord. La flore de la Chine océanique et du Japon est l'héritière directe de l'ancienne flore tertiaire, qui s'étendait jadis sur le domaine méditerranéen jusqu'en France. On ne doit pas s'étonner d'y trouver des types particuliers nombreux. La flore forestière du Japon, avec ses Conifères à feuilles caduques (Mélèzes, Gingko), ses camélias hauts de 10 mètres, ses camphriers, ses lianes et ses Orchidées épiphytes, est d'une richesse et d'une originalité qui frappe tous les voyageurs.

Tout autre est le caractère du domaine subtropical de l'Amérique du Nord. La forêt a un aspect tropical sur les pentes extérieures très arrosées des plateaux mexicains, avec ses platanes et ses figuiers géants, et l'abondance des Aracées-lianes. Les parties plus sèches sont caractérisées par un grand développement de xérophytes succulentes (Cereus, Agaves), que

l'homme a depuis importées dans le domaine méditerranéen en Europe. En Floride et Caroline nous trouvons des forêts ouvertes de palmiers (*sabal*) ou de pins (*P. heterophylla*); tandis que le Texas, où se dessine nettement une période sèche, est occupé par une steppe à buissons épineux de mesquite, le *chaparral*. La Californie jouit d'un véritable climat méditerranéen, dont l'extension est limitée vers l'Est par la barrière de la Sierra Nevada, et présente, suivant les conditions de pente, d'humidité et de sol, des associations forestières à Conifères spéciaux (*Sequoia gigantea* et *S. sempervirens*) passant à un véritable maquis, appelé ici *chaparral*, ou à des steppes à buissons épineux semblables à celles du Texas.

La région méditerranéenne européenne a été, pendant le Tertiaire, le théâtre d'un dessèchement progressif, interrompu probablement pendant la période glaciaire. Actuellement la lutte de la steppe et du maquis s'y poursuit, avec un avantage de plus en plus marqué pour la steppe, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'Océan. L'olivier, répandu d'un bout à l'autre de cette zone, lui donne cependant une tonalité générale facile à saisir. Dans la partie océanique, de véritables associations forestières ont dû exister jadis presque partout. Dans la France méridionale, il semble établi que le maquis dérive de la pinède (*P. pinea* et *P. halepensis*), ou du bois de chênes-lièges (*Q. Suber*), dont il constituait le sous-bois, comme on peut le voir encore dans les régions montagneuses non défrichées (pl. XLVI, A). C'est particulièrement sur les sols argilo-siliceux qu'il se développe avec les caractères d'une association fermée. Dans le massif schisteux des Maures, les arbousiers, les cystes aux fleurs blanches ou roses, les genêts épineux, les grandes bruyères blanches, forment des fourrés impénétrables, semés de pins ou de chênes-lièges. Sur les terrains calcaires, le maquis est remplacé par la *garigue*, association steppique ouverte à plantes herbacées odorantes et à buissons rabougris de chênes-kermès (*Q. coccifera*) (pl. XLVI, B). Le long des cours d'eau on peut trouver de véritables forêts fermées, avec un sous-bois abondant et des lianes.

Dans l'hémisphère Sud, la variété du domaine végétal subtropical est encore plus grande que dans l'hémisphère Nord. Les contrastes entre les associations forestières adaptées au climat chinois et les associations adaptées aux climats méditerranéens sont plus marqués que partout ailleurs, à cause de leur rapprochement dû à l'amincissement des continents. Les affinités systématiques entre les associations diverses qui se coudoient sont augmentées, tandis qu'au contraire elles sont réduites entre les associations biologiquement équivalentes d'un continent à l'autre.

La forêt adaptée au climat chinois existe dans l'Est de la République Argentine et sur la côte méridionale du Chili avec des caractères tout à fait originaux. La côte chilienne, très humide, possède de véritables forêts vierges caractérisées par l'extraordinaire développement des plantes grimpantes du genre *Chusquea*, qui les rend impénétrables; tandis que les parties plus élevées et plus sèches sont couvertes de forêts claires d'*Araucaria*, conifère spécial à l'hémisphère Sud. Au Nord du 42e parallèle règne aux environs de 1 000 m. une flore xérophile méditerranéenne très caractéristique, dont l'appauvrissement graduel conduit à de véritables déserts (Atacama).

Le Sud-Africain offre côte à côte sur un espace restreint les associations les plus diverses. La côte du Natal était jadis couverte d'une forêt épaisse, en grande partie défrichée, qui passe vers l'intérieur à une sorte de parc avec de grandes étendues de steppe semée de bouquets d'acacias. Au contraire, la côte du Cap est franchement méditerranéenne. Les adaptations

xérophiles s'y manifestent surtout par la prédominance des feuilles linéaires et le développement des épines. Les arbres sont très rares; de grandes bruyères et des arbustes de la famille des Protéacées sont surtout caractéristiques (*Leucadendron*). Vers l'intérieur, les steppes à buissons épineux (*Acacia horrida*) prennent la prépondérance et passent au désert (Karroo).

L'Australie paraît avoir formé un centre de développement original de la flore xérophile. Seule, la côte orientale a de véritables forêts subtropicales, caractérisées par des associations d'*Araucaria* et de Palmiers (*Livistona*). Le S.-E. montagneux a des forêts d'*Eucalyptus* avec un sous-bois de fougères qui révèle des affinités avec la Nouvelle-Zélande. Tout l'intérieur est désert, steppe à fourrés épineux (*scrub*), ou savane passant, surtout au S.-E., à une sorte de forêt claire d'*Eucalyptus*.

Il y a plusieurs variétés de *scrub* : le *bigalow*, fourré d'acacia épineux (*Ac. heterophylla*), le *salt bush*, association des plaines salées à *Spinifex*, et le *malle scrub*, spécial au S.-E., formé de buissons bas d'Eucalyptus.

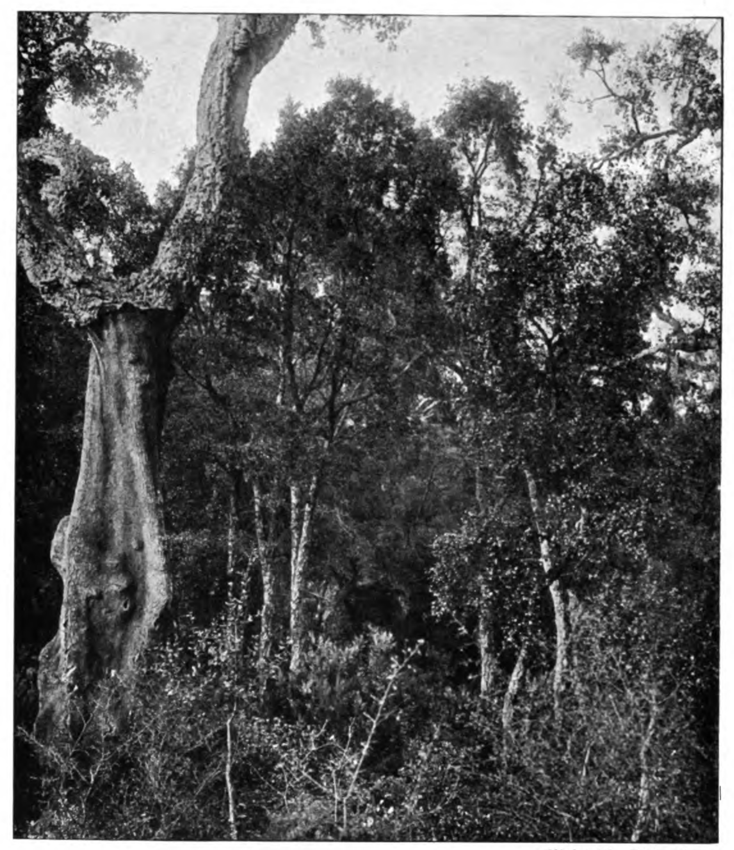
Nul exemple ne montre mieux l'importance de l'isolement insulaire que celui de la Nouvelle-Zélande. Les fougères arborescentes (*Cyathea*), les conifères à feuilles étalées (*Dammara*, *Phyllocladus*), donnent un aspect tout à fait particulier et franchement archaïque à la forêt subtropicale, qui possède même des épiphytes spéciaux.

Associations forestières de la zone tempérée. — La variété des associations subtropicales s'efface dans la zone tempérée.

Dans l'hémisphère Nord, le seul où cette zone soit largement développée, elle paraît, avant les défrichements, avoir formé une ceinture forestière à peu près continue. L'uniformité est aussi frappante au point de vue systématique qu'au point de vue biologique. Le peuplement s'est fait du Nord, au fur et à mesure du refroidissement tertiaire, et, grâce à la persistance des communications entre l'Eurasie et l'Amérique, ce sont les mêmes genres qu'on retrouve d'un bout à l'autre : chênes à feuilles caduques, hêtres, bouleaux, Abiétinées des genres *Abies*, *Larix*, *Pinus* et *Epicea*.

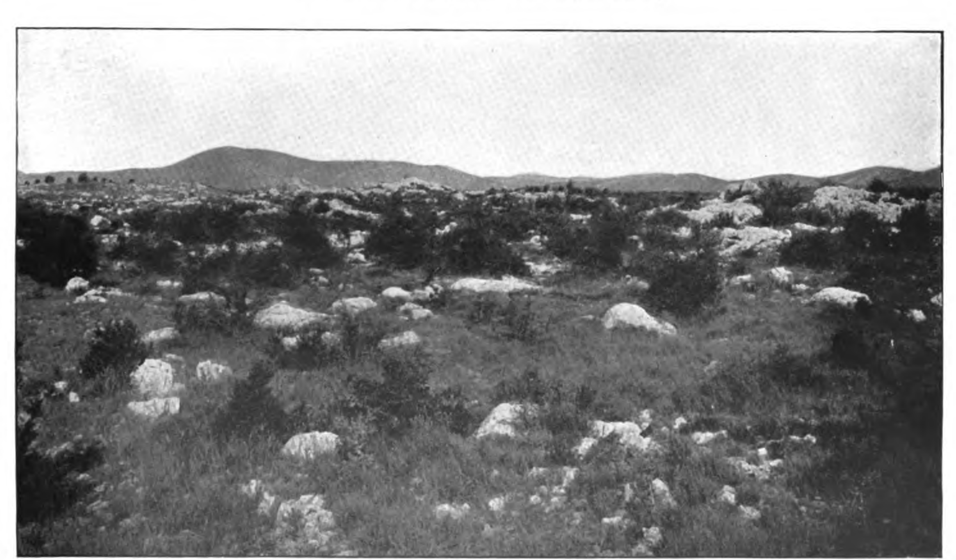
Les conditions biologiques sont très différentes de celles de la forêt équatoriale. Il n'existe nulle part de période sèche, mais un hiver très marqué détermine partout un repos végétatif prolongé et régulier. Tous les arbres sont donc tropophiles, même les Conifères à feuilles persistantes, qui font leurs nouvelles pousses au printemps et accumulent des réserves d'hiver.

La taille des arbres, généralement supérieure à celle des végétaux ligneux subtropicaux, est très inférieure à celle des arbres tropicaux. Elle est assez uniforme dans une futaie arrivée à son développement normal. La composition même de la forêt au point de vue systématique est généralement très simple : souvent la même espèce ou deux espèces associées couvrent de vastes espaces. Le sous-bois est très



Cliché Ch. Flahault.

A. — Maquis croissant sous la forêt de chênes-lièges, près Collioure (Pyrénées-Orientales).



Cliché Ch. Flahault.

B. — Garigue, près Saint-Martin-de-Londres, au nord de Montpellier.
Buissons de buis et de prunelliers *(Prunus Fruticans)* et gazon sec *(Brachypodium ramosum)* avec ombellifères épineuses *(Eryngium campestre)* et chardons.

réduit, les lianes rares. Les épiphytes, autres que les mousses et lichens, ont à peu près disparu.

Les forêts de la zone tempérée se présentent sous deux faciès très différents suivant qu'elles sont formées exclusivement d'arbres à feuilles caduques ou que les Conifères y sont prédominants. Dans le premier cas, le repos hivernal se traduit de façon frappante par l'aspect dénudé des arbres réduits aux parties ligneuses; dans le second il est beaucoup moins apparent. La forêt à Conifères a généralement un sous-bois très réduit, la lumière y pénètre difficilement; le sol est jonché d'un tapis d'aiguilles qui se décompose lentement, en sorte qu'il y a tendance à l'accumulation d'humus acide à la surface. La forêt à feuillus est plus hospitalière aux buissons et plantes herbacées, qui fleurissent avant que les feuilles n'aient formé un écran arrêtant la lumière. Les hêtraies où la feuillaison est plus précoce, ont généralement un sous-bois moins riche que les chênaies; l'humus y est moins régulièrement développé et souvent, dans les endroits humides, la tourbe menace la forêt de hêtres presque autant que celle de sapins.

Landes et tourbières apparaissent comme des formes de dégradation naturelle des associations forestières de la zone tempérée. — Le mot de *lande*, souvent appliqué, par une extension abusive, à tout terrain inculte, désigne au sens propre du mot une association où la bruyère joue généralement le principal rôle (*Erica* et *Calluna* en France), avec l'ajonc et le genêt non épineux (*Sarothamnus scoparius* dans le N. de la France, *Genista purgans* dans les Cévennes siliceuses). Dans le Nord s'y ajoute un Myrica (*M. Gale*), avec l'Airelle (*Vaccinium Myrtillus*). Le sol où poussent ces plantes a toujours une couleur plus ou moins noirâtre, indiquant que la couche superficielle est saturée d'humus acide. Les arbres y dépérissent et la végétation naturelle a un caractère nettement xérophile. Dans les dépressions et les points particulièrement humides, la couleur se rapproche de celle de la tourbe, et l'on passe à une véritable tourbière. Sur un sol constamment inondé, ce sont les plantes aquatiques (joncs, carex) dont la décomposition sous l'eau donne la tourbe; sur un sol plus sec, spécialement sur un sol siliceux, on voit les mousses à longue tige (*Sphagnum*) former un tapis serré, gorgé d'eau, qui croît en hauteur, tandis que la base se décompose en tourbe. Dans le premier cas on a la *tourbière plate* (*Flachmoor*, *Wiesenmoor*, *flat bog*), dans le second la *tourbière bombée* (*Hochmoor*, *raised bog*), dont le niveau peut, dans les plaines, dépasser celui du terrain avoisinant.

Landes et tourbières sont généralement associées et dérivent l'une de l'autre suivant que les conditions deviennent plus ou moins défavorables. Cette constatation est très importante pour expliquer leur origine. D'après un certain nombre de botanistes, la lande n'est pas une formation naturelle. Elle dérive de la forêt, dont elle a pris la place après des essais malheureux de défrichement et de cultures. L'existence d'un certain nombre

d'espèces, communes aux formations forestières de chêne-hêtre et aux landes, parle en faveur de cette hypothèse. On connaît, d'autre part, des exemples certains de déforestation aboutissant à l'extension des landes; tel serait le cas des Highlands d'Écosse d'après HARDY [38]. D'autres botanistes ont constaté au contraire des cas d'extension naturelle des landes par épuisement du sol. D'après GRAEBNER [37], la diminution de la teneur en acide phosphorique et en chaux suffit à appeler l'établissement des plantes de lande, qui chassent peu à peu la forêt. Dans les pays humides et froids la tourbière elle-même menace partout la forêt (Danemark, Suède).

L'intervention de l'homme a pu être défavorable à la forêt dans cette lutte. Mais il semble exagéré de la rendre responsable de tout. Landes et tourbières sont très probablement des associations naturelles dans les climats océaniques humides, particulièrement sur les sols d'arènes ou sables siliceux, dans les dépressions mal drainées et battues par les vents marins. Leur extension vers l'intérieur est certainement due à l'épuisement du sol forestier défriché et soumis à la culture et surtout à la pâture excessive. D'autre part il est possible par des soins intelligents de reconquérir et de rendre cultivables des tourbières naturelles. Une partie des tourbières de la Hollande et de l'Allemagne du Nord a pu être ainsi colonisée. L'apport d'éléments minéraux, plus encore que les engrais azotés, le drainage et l'ameublissement du sous-sol ramènent progressivement le sol à des conditions normales.

Associations herbacées dans la zone tempérée. Prairie-steppe. — Le manteau forestier, troué dans les régions humides et froides par des landes et des tourbières, n'a jamais couvert toute la zone tempérée. Les associations herbacées à peu près inconnues dans la zone subtropicale à étés secs, y sont prépondérantes dans les régions continentales à étés chauds et à hivers froids avec une somme annuelle de pluie inférieure à 500 mm.

L'humidité à peu près également répandue sur toute l'année leur est favorable; la couverture de neige persistante, si nuisible aux arbres, les protège au contraire contre les grands froids; les vents secs et violents n'atteignent pas l'herbe, tapie sur le sol. Les régions les plus sèches sont occupées par de véritables *steppes* herbeuses, formant une association ouverte avec des touffes espacées; mais dans des conditions plus favorables, l'association devient fermée c'est la *prairie*, tapis continu de graminées plus ou moins mêlées de légumineuses, avec quelques plantes à bulbe. La forêt suit généralement les cours d'eau ou s'égrène en bouquets de bois donnant un aspect de parc. Ces territoires giboyeux, au sol fertile, ont été de bonne heure recherchés par l'homme, et sont encore ceux vers lesquels se portent maintenant le plus les courants de colonisation agricole, aussi bien en Amérique qu'en Asie (Sibérie occi-

dentale). Le résultat a été et est encore une réduction de l'étendue des forêts.

Des défrichements ont de même réduit l'étendue des forêts, en dehors de la zone où domine naturellement la prairie-steppe. Mais il est probable qu'ils ont eu comme point de départ des clairières naturelles, où régnait l'aspect de parc qui domine dans les prairies russes. Ces clairières existaient certainement pendant la période de climat chaud qui a suivi la fin de la grande glaciation quaternaire et qui a vu le développement de l'industrie humaine néolithique dans les plaines limoneuses, notamment dans les régions de lœss de l'Europe centrale et occidentale, particulièrement dans les bassins abrités des vents pluvieux [GRADMANN, 34]. Il est plus vraisemblable encore que des plaines crayeuses comme celles de la Champagne, ou de hauts plateaux calcaires comme les Causses cévenols aient été alors couverts d'une végétation de steppe [FLAHAULT, 30].

Répartition des associations dans la zone tempérée. — Les grands traits de la répartition des associations végétales dans la zone tempérée sont déterminés par les contrastes de climat entre les régions océaniques et continentales, entre la zone à hivers tempérés et la zone à hivers froids. Les forêts à feuilles caduques dominent dans la zone à hivers tempérés, la chênaie dans la partie la plus méridionale et la plus sèche, la hêtraie dans la partie la plus septentrionale et la plus humide. Les Conifères dominent dans la zone à hivers rigoureux.

Ils forment presque entièrement la grande forêt sibérienne la *taïga*, véritable forêt vierge des pays froids. Le mélèze en est l'essence caractéristique (*Larix siberica*), tandis que les sapins dominent en Europe (Russie, Scandinavie). Le seul feuillu qui y soit associé est le Bouleau. D'immenses marécages à tourbières interrompent fréquemment la taïga; et les tourbières bombées elles-mêmes n'y sont pas rares.

La zone des forêts à conifères est plus continue que celle des forêts à feuillus. Dans l'Ancien Monde elle s'étend sans interruption de l'Atlantique au Pacifique. Au contraire la zone hêtre-chêne se rétrécit de plus en plus vers l'Est, au profit de la prairie-steppe. Elle disparaît à peu près entièrement dans la Sibérie, et ne reparaît qu'à l'approche du Pacifique, dans les pays de l'Amour et de la Transbaïkalie, arrosés par les pluies de la mousson.

Ainsi la prairie-steppe, au moins sous la forme de prairie coupée de bouquets d'arbres que les Russes appellent *steppe de transition*, paraît bien l'équivalent naturel de la zone des feuillus dans les pays continentaux froids et relativement secs. L'extension des espaces découverts dans les pays océaniques ou subcontinentaux de l'Europe occidentale et centrale, est due incontestablement aux défrichements consécutifs à l'occupation par l'homme.

Dans l'Amérique du Nord on retrouve la ceinture à peu près continue de la forêt à conifères. La forêt à feuillus, moins attaquée par l'homme, a été cependant très décimée dans l'Est; sa zone s'amincit lorsqu'on s'éloigne

de l'Atlantique, au profit des associations herbacées. A l'Ouest du Missis-sipi on retrouve les mêmes zones qu'en Russie : zone de forêts-galeries suivant les cours d'eau (Illinois, Missouri), zone de prairies avec bouquets de bois (Miss. occid., Iowa, Nebraska), zone de prairies nues, zone de steppes, pour arriver à de véritables déserts au pied des Montagnes Rocheuses.

Dans l'hémisphère S., la zone tempérée est à peine représentée à la surface des continents. Les associations, sans différer dans leurs caractères biologiques de celles de l'hémisphère N., ont une constitution systématique différente. Les arbres à feuilles caduques appartiennent à des genres ou espèces représentatifs (*Nothofagus*). Il en est de même des Conifères (*Araucaria*, *Libocedrus*).

Les déserts. Caractères généraux. — Dans toutes les zones de végétation, le désert paraît comme le terme vers lequel tend l'appauvrissement graduel du tapis végétal par suite de conditions physiques défavorables. Dans la zone tempérée et la zone subtropicale, il n'occupe de vastes espaces qu'à l'intérieur des continents. Dans la zone chaude, particulièrement sous les tropiques, il peut s'étendre d'une mer à l'autre à travers tout un continent (Sahara).

En dehors des déserts d'origine climatique, il peut exister partout des déserts dus aux conditions locales du sol : les éboulis récents, les grèves périodiquement inondées des grands fleuves, les plages des mers à fortes marées sont de véritables déserts, qui peuvent s'étaler lorsque le vent, s'emparant des matériaux fins, les transporte en les façonnant en dunes. Ces déserts sont, il est vrai, temporaires; la plupart des dunes de la zone tempérée peuvent être fixées par des plantations de pins succédant à l'établissement de Graminées xérophiles, de chardons et de buissons d'*Argousier*.

L'influence du sol ne doit pas être négligée même dans les déserts proprement dits; l'évolution vers la sécheresse a pu y être favorisée localement par la nature du sol : grès se décomposant en sable, alluvions anciennes sableuses ou caillouteuses, argiles salifères. Mais la loi générale est la rareté et l'inconstance des précipitations. Dans la zone chaude, au-dessous de 300 mm. les associations ouvertes (steppe herbeuse, ou buissons épineux) s'émiettent et tendent à peu près partout à disparaître; dans la zone subtropicale et tempérée, la limite peut descendre plus bas vers 200 mm.

L'irrégularité des pluies est peut-être le point le plus important. De là l'abondance des plantes annuelles et les aspects changeants du désert. Une ondée survenue dans un ravin du Sahara y fait éclore avec une rapidité extraordinaire un tapis de Graminées et d'autres plantes herbacées, qui disparaîtra au bout de peu de temps et qu'aucun

voyageur ne retrouvera peut-être avant cinquante ans. En dehors de ces plantes à période végétative très courte, seules des xérophytes peuvent subsister. Presque tout l'organisme tend à se développer souterrainement ou au ras du sol; le réseau des racines est énorme, la tige réduite, les feuilles souvent presque invisibles, changées en baguettes piquantes. Parfois, comme chez les plantes alpines, toutes les parties aériennes se serrent en formant un coussinet étroitement appliqué sur le sol (*Anabasis*, pl. XXXIX, C). Les plantes à bulbe jouent naturellement un grand rôle; certaines sont capables d'attendre plusieurs années la pluie qui leur permettra de se développer rapidement. Certaines espèces ont des organes spéciaux fixant la rosée nocturne. Les associations herbacées sont des sortes de steppes à touffes tellement espacées, qu'on peut à peine parler d'association. Les sols salins sont parfois entièrement privés de végétation.

Les formes arborescentes sont plus répandues dans les déserts qu'on ne le croit généralement. Elles se présentent surtout sous forme de buissons ou d'arbustes bas. Le développement des épines ou des menues branches est extrême. Les adaptations succulentes ne s'observent que dans la zone chaude et spécialement dans les pays de montagne. L'espacement des individus est encore plus grand que dans le cas des formations herbacées.

D'une manière générale, la densité des formations désertiques dépend à peu près exclusivement de la profondeur de la nappe aquifère. Aussi a-t-on généralement l'impression que toute la végétation est réfugiée dans les vallées.

Divers types de déserts. — L'extension des déserts dans plusieurs zones climatiques différentes et dans tous les continents a comme conséquence des différences systématiques très grandes entre les flores désertiques, si semblables qu'elles soient au point de vue biologique. D'où la nécessité, pour les purs floristes, de scinder en deux même le Sahara. On peut noter même des différences biologiques entre les déserts tropicaux et tempérés, entre ceux de l'hémisphère Nord et ceux de l'hémisphère Sud.

Les *déserts tropicaux* sont certainement les plus anciens. Si leur étendue a pu être réduite pendant la période glaciaire, il est peu probable qu'ils aient entièrement disparu. D'où la variété extrême de leurs adaptations xérophiles. Dans l'Ancien Monde, toutes les formes de xérophytes se rencontrent et ont pu être étudiées par VOLKENS [42, 43] et par SCHWEINFURTH [15].

Du N. au S. et de l'E à l'W., les contrastes sont nombreux dans la zone Sahara-Arabie. Au Nord les affinités avec la flore méditerranéenne sont évidentes; les prairies temporaires se développent avec les pluies d'hiver; dans le Sahara algérien, les arbustes épineux et à petites feuilles fugaces prédominent. Dans le S. et spécialement le SE., les affinités avec la flore soudanienne éclatent. C'est en été que les pluies irrégulières font éclore la végétation des plantes annuelles. Les plantes succulentes sont particulièrement répandues sur les plateaux de l'Est africain allemand où l'on rencontre l'Euphorbe candélabre (pl. XLV, C).

Le climat désertique océanique, avec ses températures basses et constantes, a déterminé, sur la côte W. de l'Afrique du Sud, des types xérophytes très curieux, comme la *Welwitschia mirabilis*, Gnétacée au tronc haut de 10 centimètres et large de 1 mètre, ne portant que deux feuilles énormes, épaisses comme des lanières de gros cuir, et l'*Acanthosycios horrida* aux fortes épines et aux racines longues de plus de 15 mètres. Les régions intérieures sont remarquables par la variété des plantes succulentes (Euphorbes et Aloès arborescents), spécialement dans le Nord (Kalahari); tandis qu'au Sud, dans le Karroo, qui touche au domaine méditerranéen du Cap, dominent des buissons rappelant l'aspect des bruyères.

Les *déserts de la zone tempérée* ont un climat caractérisé par des froids excessifs pendant l'hiver, des pluies irrégulières se produisant tantôt en été, lorsqu'ils confinent aux régions de moussons ou de climat continental, tantôt au printemps ou à l'automne, lorsqu'ils confinent à des régions de climat méditerranéen. Les adaptations succulentes manquent en général à cause du froid. Les plantes annuelles sont dominantes parmi les espèces herbacées. Les arbres manquent généralement. Les arbustes épineux sont la forme la plus répandue.

L'Asie centrale offre la zone la plus étendue de déserts tempérés. Les formes succulentes y sont inconnues, les formes arborescentes très rares. Le plus grand contingent de la flore est formé par des Salsolacées. Une des plus répandue est le *Saxaoul* (*Haloxylon Ammodendron*) qui croît surtout dans le Turkestan. Il y pousse dans les sables les plus secs, avec l'aspect d'un têtard de saule perpétuellement privé de feuilles, mais peut former dans les vallées de véritables forêts. On le rencontre aussi dans la Perse et jusque dans le Gobi, où dominent plutôt les salsolacées épineuses telles que l'*Agryophylum gobicum*.

Les déserts de l'Amérique du Nord appartiennent en partie au type des déserts tropicaux (Mohave, Gila), caractérisés par les formes succulentes (Yucca arborescent, *Cereus ingens*, *Echinocereus*), en partie aux déserts subtropicaux et tempérés (région des Montagnes Rocheuses). Ces derniers offrent une assez grande variété de formes biologiques : les affinités tropicales sont marquées vers le Sud (Nouveau-Mexique, Arizona) par des formes succulentes comme les Agaves, les boules épineuses des *Echinocereus*, *Mamillaria*, etc., les touffes étranges des *Ocatilla* (pl. XLV, B); tandis qu'au Nord les formations herbeuses prédominent : steppes clairsemées d'armoises ou *sagebrush* (*Artemisia tridentata*) sur les sols argileux salins, ou de Graminées poilues (*buffalograss*) sur les sols caillouteux.

Les déserts australiens tiennent à la fois des déserts tropicaux et tempérés. L'association la plus caractéristique est celle du *Spinifex*.

Associations végétales de la zone arctique. — Comme la sécheresse, le froid excessif tend à imprimer à la végétation un caractère désertique. Les associations végétales de la zone polaire ont généralement le caractère d'associations ouvertes. Les conditions biologiques de cette zone nous sont assez bien connues grâce à des recherches récentes [44-47].

Le milieu physique est hostile à la végétation arborescente et pousse à une structure xérophile. Les températures toujours basses du sol et de l'air en été s'opposent au développement des organes végétatifs, particulièrement à celui des racines. C'est là une cause d'infériorité des plantes arctiques par rapport aux plantes des déserts. La sécheresse du sol leur est beaucoup plus sensible. En outre l'oxydation insuffisante des matières organiques, retardée par le froid, menace partout la végétation d'une accumulation d'humus acide à la surface du sol. La sécheresse de l'air, en hiver spécialement, est extrême, particulièrement en Sibérie et dans le NW. du Canada. Le moindre souffle d'air la rend encore plus sensible. Nulle part le vent n'a une influence aussi grande sur la végétation que dans la zone arctique. Kihlman a noté que la limite de la forêt remonte vers le N. le long de vallées abritées et recule vers le S. sur les plateaux [44].

La nature de l'influence exercée par l'éclairement continu pendant les longues journées d'été n'est pas nettement établie. Si l'éclairement retarde l'accroissement en longueur, les fonctions d'assimilation se poursuivent sans interruption; les fleurs doivent à cette circonstance un éclat exceptionnel. La courte durée de la période végétative, réduite généralement à deux mois, est l'obstacle le plus sérieux à l'accroissement des organes végétatifs.

On conçoit difficilement l'existence d'arbres dans des conditions pareilles de climat : gênés dans le développement de leurs racines, menacés d'intoxication par l'humus acide, exposés à un dessèchement total des parties aériennes par les vents froids de l'hiver, ou même à la rupture des branches par les tempêtes de neige, disposant à peine de deux mois pour l'accroissement du tronc, ils ne peuvent subsister qu'en réduisant leur taille. Des buissons tapis sur le sol sont les seules formes arborescentes de la zone arctique.

Les espèces herbacées manifestent elles-mêmes des adaptations xérophiles : feuilles réduites, dures ou enroulées, groupées en touffes serrées au ras du sol. L'éclosion des boutons des plantes vivaces aux

premiers jours de dégel et la floraison qui suit immédiatement se font avec une soudaineté surprenante.

Les associations répondant à ces conditions physiologiques ne sont ni riches ni variées, pas plus au point de vue systématique qu'au point de vue physiologique.

Dans l'Amérique comme dans l'Eurasie arctiques, la transition à la zone complètement privée d'arbres se fait par une sorte de steppe semée d'arbres rabougris. Le bouleau est généralement, avec le genévrier commun, le dernier arbre qui se montre. La croissance est limitée en hauteur et les branches s'étalent dans un plan horizontal. Les pins eux-mêmes forment des buissons tapis au ras du sol (pl. XLVIII, A).

La *toundra* est l'association caractéristique de la zone arctique. C'est une association ouverte, d'aspect plus ou moins désertique suivant les conditions locales, où dominent les mousses et les lichens, avec quelques buissons bas à feuilles toujours vertes (Bruyères, *Empetrum*, *Vaccinium*), quelques touffes de Dicotylédones herbacées à structure xérophile (*Draba*, Saxifrages) et d'herbes monocotylédones (Carex, Joncs). De véritables tourbières alternent avec des déserts caillouteux sans sol et sans végétation. Les tourbières bombées sont communes, formant des calottes de 3 à 4 mètres de haut et de 20 à 30 mètres de diamètre, d'où l'eau suinte. Les pentes abritées du vent et exposées au soleil peuvent au contraire former de vraies prairies aux fleurs éclatantes. Il y a là de véritables oasis, comme dans les déserts tropicaux, mais c'est la chaleur qui les fait naître.

Dans le Groenland, les formations sont assez variées d'après WARMING [46] et PORSILD [47]. A l'extrême Sud dominent les buissons de bouleaux, puis on trouve une sorte de lande clairsemée de bruyères et buissons à feuilles toujours vertes (*Empetrum*); enfin, vers le Nord, la véritable toundra formée uniquement de touffes de mousses et de lichens parsemés sur le sol rocheux.

La végétation alpine. Caractères généraux. — La végétation alpine est proche parente de la végétation arctique, aussi bien au point de vue systématique qu'au point de vue biologique. Les conditions du climat des hautes montagnes se rapprochent assez du climat polaire pour que les adaptations physiologiques aient quelques points communs. D'autre part la paléontologie nous apprend que le monde floral des montagnes de la zone tempérée est issu de la même souche que celui des contrées septentrionales; la séparation est postérieure à la période glaciaire, où la flore des toundras s'étalait au pied des Alpes. Ainsi s'explique l'existence d'espèces communes aux Alpes, aux Pyrénées, aux Karpates et même au Caucase. L'individualisation des flores alpines avec espèces endémiques est un fait tout récent.

Il y a cependant plus d'une différence entre le climat des hautes montagnes et le climat polaire (cf. 2[e] partie, ch. VII). Pas de longs jours à éclairement continu, des nuits très froides, où le sol gèle presque toute l'année, mais en revanche des journées où le rayon-

VÉGÉTATION ALPINE DES MONTAGNES ÉQUATORIALES

Cliché Vittorio Sella (Biella).

LIMITE DE LA FORÊT SUR LES FLANCS DU ROUWENZORI.

A gauche et à droite, forêt de bruyères arborescentes couvertes de mousses épiphytes. Au milieu et au premier plan, prairie marécageuse à *Helichrysum*, semée de séneçons arborescents (un pied isolé juste au centre) et de *Lobelia* (plusieurs pieds à droite, dont quelques-uns avec hampe florale).



Cliché Palmen in Kihlman.

A. — PINS TAPIS AU RAS DU SOL, PRÈS LUJAVR (LAPONIE RUSSE).

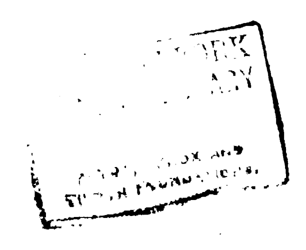
Toutes les branches du buisson au premier plan sont issues d'une seule souche.



Cliché de Mme Resvoll-Dieset.

B. — TOUNDRA-TOURBIÈRE, CAL BAY (SPITZBERG).

Les saillies entre les flaques d'eau, dégelées l'été, sont couvertes de saules nains *(Salix polaris)*. et d'ériophores *(Eriophorum Scheuchzeri)*.



nement acquiert une intensité inconnue dans les plaines. C'est là qu'est le grand avantage dont bénéficie la végétation alpine : l'éclat des fleurs et l'activité des fonctions d'assimilation permettant de regagner le temps perdu pendant un long hiver sont en rapport avec ce phénomène. Par ailleurs, le climat alpin est, aussi bien que le climat arctique, hostile aux arbres et favorable aux xérophytes [SCHRÖTER, 48].

L'abaissement des températures moyennes restreint l'accroissement de l'appareil végétatif et augmente les risques d'empoisonnement du sol par l'accumulation d'acide humide, due à l'oxydation incomplète des matières organiques. La sécheresse de l'air peut être très grande. On se rappelle en effet que la teneur en vapeur d'eau diminue plus rapidement que la densité de l'air et que l'augmentation des précipitations avec l'altitude cesse à partir d'une certaine hauteur (cf. 2ᵉ partie, ch. VII). L'enneigement est aussi défavorable aux arbres, dont les branches peuvent être brisées par le poids de la neige. Enfin le vent, qui souffle librement sur les hauteurs, leur est un ennemi aussi implacable que dans les régions polaires. Le desséchement des branches du côté d'où soufflent les vents dominants est facile à constater, surtout sur les Conifères, à la limite de la forêt (pl. XXXVIII, C).

La véritable zone alpine est donc, comme la zone arctique, le domaine des associations herbacées ou des buissons à adaptations xérophiles. La tendance à la réduction des parties aériennes est commune; feuilles et fleurs, serrées étroitement, forment souvent un coussinet ressemblant de loin à une mousse (ex. *Silene acaulis* des Alpes). Par contre, rien ne s'oppose au développement des parties souterraines, qui peuvent, comme chez les plantes désertiques, atteindre 10 ou 20 fois la taille des parties aériennes. Les feuilles, lorsqu'elles sont développées, sont épaisses, cutinisées, dans le cas des Graminées, enroulées ou poilues [SCHRÖTER, 48; BONNIER, 49].

Le groupement en associations dépend de l'altitude et des conditions du sol. Dans les parties les plus basses et les plus favorisées, le tapis végétal peut être assez continu pour former une véritable prairie ; les buissons forment des fourrés plus ou moins clairsemés sur les sols rocheux; dans les parties élevées, la densité du tapis diminue, le sol nu apparaît et l'aspect se rapproche de la toundra.

Zone subalpine; limite de la forêt. — La zone alpine qui s'étend sur les hautes montagnes apparaît généralement comme un îlot au milieu d'une ceinture de forêts couvrant les pentes inférieures. L'augmentation des précipitations déterminée par le relief crée en effet dans

tous les climats des conditions favorables à la végétation arborescente. Dans les déserts, les montagnes forment des oasis, parfois boisées. Dans la zone tempérée, les caractères des forêts de montagne correspondent à ceux de la formation forestière boréale: on y peut généralement distinguer plusieurs zones correspondant à celles du chêne, du hêtre et du sapin. Une zone de transition, pour laquelle il serait juste de réserver le nom de *zone subalpine* [FLAHAULT, 50], marque la limite supérieure de la forêt.

On y voit peu à peu les arbres prendre un aspect rabougri comme sur le bord de la zone des toundras. Des espèces buissonnantes aux

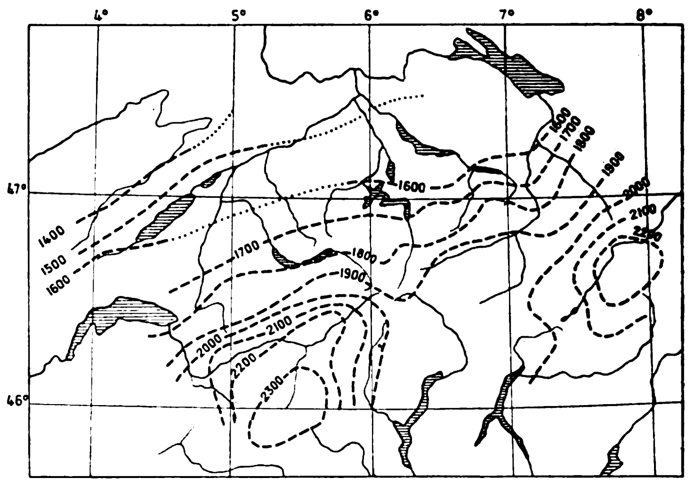


Fig. 357. — Isohypses de la limite de la forêt en Suisse, d'après Imhof.

branches couchées sur le sol (*Pinus montana*, *Juniperus nana*) forment des fourrés plus ou moins ouverts, semés de quelques arbres isolés. La largeur de cette zone a été fort augmentée par l'influence de l'homme dans les montagnes de l'Europe.

Sa position naturelle paraît correspondre à peu près à la zone des précipitations maxima. Elle peut donc présenter de grandes différences sur les deux versants d'une même chaîne, plus basse sur le versant exposé aux vents pluvieux, plus élevée sur le versant opposé. L'insolation doit aussi être considérée : le versant exposé au soleil est plus sec et la forêt y cesse généralement plus bas. C'est à ce contraste surtout que se réfèrent les mots d'*adret* (ou *adroit*) et *ubac*, employés dans les Alpes françaises [FLAHAULT, 50]. Il a été généralement accentué par l'homme, qui souvent a déboisé l'adret pour y installer ses cultures.

L'influence du vent, qui est le principal ennemi de l'arbre sur les hauteurs, explique que tous les points culminants ont une tendance à

être naturellement déboisés. La hauteur moyenne et la limite supérieure de la zone subalpine dépendent donc, toutes choses égales d'ailleurs, de la hauteur des sommets.

C'est en partant de ces principes qu'il convient d'étudier la limite de la forêt. Les observations à ce sujet sont nombreuses mais incohérentes. Tantôt en effet elles se rapportent à la limite de la forêt dense, tantôt à celle des arbres isolés. En réalité, ce qu'il importe de fixer c'est l'étendue de la zone subalpine, c'est-à-dire de la zone de combat entre les formations forestières et la végétation alpine. Seules des observations répétées sur le terrain peuvent permettre d'y arriver. La limite supérieure de la zone subalpine est la moins nette; la limite inférieure est généralement plus tranchée, c'est celle de la forêt dense. C'est à elle qu'il convient de s'attacher, lorsque le temps ou les moyens manquent pour pousser plus loin les investigations.

Nous donnons, à titre de renseignement, une série d'évaluations de la limite moyenne de la forêt dans diverses montagnes des zones tempérée et subtropicale. On ne doit pas se dissimuler qu'elles sont de valeur très inégale. On y peut cependant saisir l'application des principes généraux énoncés plus haut sur la position de la zone subalpine. Dans les Alpes, où l'étude a été poussée assez loin, on remarque qu'en général la limite s'abaisse régulièrement vers l'Est et le Nord, tout en restant constamment plus élevée dans les massifs centraux que dans les chaînes externes. En Suisse, IMHOF [52] a pu mettre en lumière cette dernière loi au moyen de courbes joignant les points où la limite moyenne de la forêt atteint la même altitude (fig. 357).

Limite moyenne de la forêt.

	Limite de la forêt.	Altitude maximum.	Latitude moyenne.
Alpes occidentales. Chaînes subalpines du Dauphiné	1 600m	2 000m	45°
— Zone alpine externe	2 000	2 900	45°
— — interne (Tarentaise, etc.)	2 150	4 000	45°
— Alpes de Provence (Ventoux)	1 780	1 910	44°
Alpes suisses. Chaînes calcaires N. Säntis	1 560	2 504	47°
— — Pilate	1 660	2 132	
— Hauts massifs. Valais	2 160	4 638	
— — Bernina	2 150	4 052	
— — Adula et Alpes Bernoises	1 950	4 275	
Alpes orientales. Alpes calcaires septentrionales	1 700	3 300	47°30
— Dachstein	1 731	2 996	
— Kaisergebirge	1 623	3 331	
— Alpes centrales	2 050	3 900	47°
— Oetzthal	2 080	3 776	
— Ortler	2 190	3 905	
— Hohe Tauern	2 016	3 797	
— Adamello	2 060	3 557	
— Alpes calcaires méridionales	2 000	3 500	46°30
— Brenta	1 980	3 256	
— Dolomites	2 069	3 500	
Pyrénées orientales	2 300	2 920	43°
— centrales	2 150	3 404	
Karpates septentrionales (Tatra)	1 510	2 660	49°
— méridionales	1 600	2 530	45°30
Paringu	1 690	2 530	45°30
Balkan (Stara Planina)	1 850	2 186	43°

	Limite de la forêt.	Altitude maximum.	Latitude moyenne.
Caucase occidental, Elbrouz	2 200	5 630	43°
— central, Ossétie	2 400	5 040	42°
Arménie, Ararat	2 200	5 136	40°
Alpes Illyriennes (Bosnie-Montenegro)	2 000	2 588	43°
Vosges	1 250	1 426	48°
Riesengebirge	1 300	1 605	51°
Jura suisse	1 550	1 610	47°
Atlas algérien (Djurdjura)	1 900	2 308	36°30
Sierra Nevada (Espagne)	2 100	3 481	37°
Etna	2 000	3 274	37°40
Himalaya (versant S.)	4 000	8 500	29°
Chili méridional	1 800	3 900	37°
Montagnes rocheuses, Middle Park	3 600	4 350	40°
White Mountains	1 400	1 915	44°
Japon central	2 000	3 200	36°

La végétation alpine et les zones d'altitude dans les pays chauds. — Les caractères essentiels de la végétation alpine sont les mêmes dans la zone tropicale que dans la zone tempérée, à laquelle s'appliquent particulièrement les remarques précédentes. Le climat des hauts sommets y est aussi hostile à l'arbre et favorable aux adaptations xérophiles, mais ces adaptations y ont des caractères spéciaux. Les zones forestières montent nécessairement beaucoup plus haut que dans nos régions. La concordance de la limite de la forêt avec la zone des précipitations maxima n'est plus la règle.

Il y a relativement peu de temps que la végétation des hauts sommets tropicaux nous est connue [43, 57, 58]. Les observations de Humboldt sur les volcans de l'Équateur avaient pu faire croire à un étagement régulier résumant toutes les zones de végétation, de la forêt équatoriale à la zone arctique, en passant par la zone méditerranéenne à lauriers, et les zones forestières boréales. Tel n'est pas le cas général. Les montagnes de la zone chaude ont chacune leur végétation, correspondant à celle de la région florale au milieu de laquelle elles s'élèvent et ce n'est que dans la zone alpine proprement dite qu'on trouve des caractères communs.

L'altitude de cette zone est assez variable, suivant que le climat des plaines est plus ou moins humide et suivant la hauteur moyenne des sommets. Lorsqu'elle s'étend jusqu'à 3 000-3 500 m., la zone forestière comprend généralement une zone inférieure à caractère franchement tropical avec lianes, épiphytes, et une zone supérieure à caractère subtropical avec un sous-bois touffu d'arbustes xérophiles. D'épais fourrés de Bambous ou de Pandanus caractérisent cette zone supérieure dans les montagnes de l'Insulinde. Les bruyères arborescentes jouent le même rôle dans la colonie du Cap. L'expédition du duc des Abbruzes a trouvé les flancs du Rouwenzori couverts de bruyères géantes chargées de mousses et lichens (pl. XLVII).

D'après SCHIMPER [58], les adaptations xérophiles de la zone alpine ont quelque analogie avec celles de la zone tempérée sur les sommets des volcans javanais, où dominent des buissons bas à feuilles épaisses cutinisées (*Vaccinium myrtoïdes*, *Photinia integrifolia*). Mais en général ce sont les plantes

succulentes qui dominent. Les énormes Séneçons, les Lobélia arborescents donnent au paysage un aspect fantastique (pl. XLVII).

Les plantes herbacées sont remarquables par l'enroulement des feuilles, le développement extraordinaire des racines et des fleurs. D'une manière générale, il y a chez toutes les plantes comme une hypertrophie de l'appareil floral, résultat de l'intensité de la lumière encore bien plus grande que dans la zone tempérée. Les *Helichrysum*, les *Protea*, les *Lobelia* du Kilimandjaro et du Rouwenzori ont des inflorescences énormes avec des couleurs éclatantes.

La nature des associations et leur densité dépendent des conditions locales du sol. En général, la zone subalpine est caractérisée par les fourrés de buissons xérophiles dominés par des plantes succulentes de haute taille, la zone alpine est une sorte de steppe ouverte où les mousses et les lichens finissent par dominer.

Nous donnons à titre d'indication l'étagement des zones de végétation pour quelques montagnes de la zone équatoriale actuellement connues.

Kilimandjaro (d'après Volkens); altitude max. 6 010 m.
- Zone basale : savane-forêt tropicale, limite sup. 1 800-1 900 m.
- — moyenne : forêt humide de caractère subtropical, limite sup. 2 600-3 000 m.
- Steppe subalpine à Helichrysum et Séneçons arborescents, de 2 500 à 3 800 m.
- Zone alpine au-dessus de 3 800 m.

Rouwenzori (versant E., d'après Roccati); altitude maximum 5 125 m.
- Zone basale : savane à Elefant-grass jusqu'à 2 000 m.
- Forêt équatoriale humide, 2 000 à 2 700 m. (bambous : de 2 500 à 3 000 m.).
- Forêt à bruyères et lauriers, 2 700 à 3 800 m. (zone humide à mousses et lichens épiphytes : de 3 000 à 3 900 m. Cf. pl. XLVII).
- Steppe subalpine à Helichrysum, Séneçons et Lobelia (pl. XLVII), 3 800 à 4 100 m.
- Toundra alpine marécageuse : 4 100 à 4 500 m.

Les associations de végétaux aquatiques. — Nous nous contenterons de brèves indications sur les associations végétales adaptées à la vie dans les eaux. Le milieu aquatique est relativement peu connu encore au point de vue botanique, et la variété biologique et systématique du monde végétal ne semble pas y être aussi grande que celle du monde animal. Nous savons déjà que la lumière solaire est indispensable aux fonctions d'assimilation chez les plantes, et que, par suite, la vie végétale est proscrite des grandes profondeurs océaniques ou lacustres. Elle est même relativement très réduite en dehors des couches superficielles.

Dans les mers, comme dans les eaux douces, c'est la zone littorale qui présente la plus grande richesse. Les plantes y sont fixées, mais, en général, c'est de l'eau qui les baigne et non du sol qu'elles tirent leur nourriture; ce sont donc des épiphytes. Quelquefois le

substratum est organique, il y a parasitisme. Certaines plantes flottent à la surface ou à de faibles profondeurs. Les biologistes les réunissent avec les animaux qui leur sont associés sous le nom de *Plankton* (cf. chap. IV).

La séparation est en général absolue entre les plantes marines et les plantes d'eau douce.

Les *associations des côtes marines* diffèrent suivant la nature des fonds, les mouvements de la mer et le climat.

Le rôle physiologique des différents éléments des climats marins n'est point encore exactement précisé. Les variations de la luminosité jouent certainement un rôle presque aussi important que celles de la température et de l'humidité sur la terre ferme. Mais la périodicité de la végétation est cependant plutôt en rapport avec les variations thermiques dans les mers polaires (KJELLMAN, 62). Dans les mers équatoriales, la luminosité devient le facteur essentiel; même dans la Méditerranée elle a une grande importance. D'après BERTHOLD [61], la période végétative est, pour la zone superficielle, dans les mois d'hiver et printemps; pour la zone profonde, dans les mois d'été et automne.

La couleur des algues est certainement en rapport avec la luminosité, mais non pas forcément avec la profondeur. Les algues vertes sont en général cantonnées à la surface. Mais les algues brunes et même les algues ouges peuvent se trouver à la surface associées à d'autres algues qui les protègent contre un éclairement trop brutal.

L'influence de la nature des fonds est évidente. Les rochers battus par les flots sont peuplés d'algues épaisses, munies de crampons les attachant au fond, et de vésicules ressemblant à des fruits, mais qui jouent en réalité le rôle de flotteurs (*Fucus*). Sur les fonds sableux on trouve des Phanérogames à tiges traçantes avec nombreuses racines adventives et longues feuilles flottantes (*Zostera*).

Sur les côtes à marées sensibles, on doit distinguer la zone découverte quotidiennement et la zone constamment immergée. La première est en général dépourvue de végétation sur les fonds sableux; tandis que, sur les fonds rocheux, elle montre une grande abondance d'algues vertes ou brunes (Ulves, Fucus, etc.). La seconde est peuplée de plantes de texture plus molle, Algues (Laminaires) ou Phanérogames (*Zostera*), formant de véritables prairies, qu'on nomme sur nos côtes : herbiers. Dans les mers sans marées, la première zone est à peu près inconnue (Méditerranée).

La flore des mers australes froides est remarquable par la taille extraordinaire que peuvent atteindre les algues à flotteurs (*Macrocystis pyrifera* long de 300 m.).

L'entraînement par les courants marins des algues à flotteurs arrachées à la côte peut les conduire en haute mer, où elles forment des sortes de prairies flottantes. Telle est l'origine de l'accumulation d'algues connue sous le nom de *Mer des Sargasses* dans l'Océan Atlantique (cf. 3e partie, ch. II, fig. 121, p. 296).

La *flore des lacs* n'a guère été étudiée jusqu'à présent que dans la zone tempérée [63-65]. Les Algues y sont moins importantes que les phanérogames à adaptations aquatiques. L'immersion totale de l'appareil végétatif

n'est plus la règle comme chez les plantes marines. Il y a presque partout une zone de plantes enracinées dans le sol mouillé, mais à feuilles aériennes. C'est en somme surtout l'éloignement du rivage et la profondeur qui déterminent la nature des associations.

D'après MAGNIN [64] on distingue dans les lacs du Jura une série de zones : la grève exposée à être découverte est occupée par une association de *Carex*; sur la *beine* (v. 2[e] part., ch. V) s'étalent les fourrés de roseaux communs (*Phragmites communis*); à la limite de la *beine* et du *mont* apparaissent les véritables plantes enracinées au sol, mais à longues tiges et à feuilles nageantes (*Nymphea*, *Nufar*). Plus loin, sur le talus de la beine, on trouve des plantes entièrement submergées (divers *Potamogeton*, *Najas*). Enfin on peut distinguer des plantes de fond (mousses : *Chara*, *Nitella*) et des plantes nageantes libres (*Lemna*, *Salvinia*, *Hydrocharis*). Ces dernières rentrent dans la catégorie du Plankton (cf. ch. IV).

L'extension de ces associations est nettement en rapport avec la topographie de la cuvette lacustre. Elle peut varier quand le lac est soumis à un asséchement. On voit d'abord disparaître les associations d'eau profonde à *Chara*, puis celles des plantes flottantes enracinées. Quand la phragmitaie envahit tout, c'est la disparition prochaine du lac, qui n'est plus qu'un étang et peut se changer même en tourbière.

---

1. — HUMBOLDT (F. H. A. de). De distributione geographica plantarum secundum coeli temperiem et altitudinem montium. Prolegomena. Accedit tabula aenea. Lutetiae parisiorum, 1817. In-8°.

2. — CANDOLLE (A. de). Géographie botanique raisonnée. Paris-Genève, 1855, 2 vol. in-8°, XXXII + 1365 p., 2 pl.

3. — GRISEBACH. La végétation du globe. Trad. P. de Tchihatchef. Paris, 1877. 2 vol. in-8°, XVI + 762 et 884 p.

4. — WARMING (E.). Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie (trad. allem.) Berlin, 1896. In-8°, VIII + 412 p.

5*. — SCHIMPER (A. F. W.). Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage, Berlin, 1898. In-8°, 876 p., 501 fig., 4 pl.-cartes.

6. — DRUDE (O.). Atlas der Pflanzenverbreitung. Berghaus Physikalischer Atlas Abt. V, 8 pl., Gotha, 1887. Cf. Manuel de géographie botanique (cité chap. II).

7. — FLAHAULT (Ch.). Projet de carte botanique et forestière de France. *Bul. Soc. bot. Fr.*, XLI, 1894, p. LVI-XCIV (cf. *A. d. G.*, VI, 1896, p. 289-312, carte).

8. — SCHENCK (H.). Beiträge zur Biologie und Anatomie der Lianen insbesondere der in Brasilien einheimischen Arten. *Bot. Mit. aus den Tropen*, hefte 4-5, Iena, 1893-1897.

9. — SCHIMPER (A. F. W.). Die epiphytische Vegetation Amerikas. *Bot. Mit. aus den Tropen*, Iena, 1888.

10*. — KARSTEN (G.) et SCHENCK (H.). Vegetationsbilder. Atlas in-4°, Iena, 1903, suiv. (comprend actuellement 8 vol. offrant des types de presque toutes les associations. C'est une collection précieuse, indispensable à l'enseignement).

Outre ces ouvrages généraux de géographie botanique et spécialement de biologie géographique, nous croyons utile de signaler les principales monographies régionales, où domine le point de vue de l'étude des associations :

11. — DRUDE (O.). Die geographische Verbreitung der Palmen. *P. M.*, 1878, p. 15 et 94.

12*. — MARTIUS (C. F. P. von). Die Physiognomie des Pflanzenreichs in Brasilien. München, 1824. In-8° (cf. Tabulae physiognomicae. Flora Brasiliensis, t. IX, 1847).

13. — PESCHUEL LOESCHE. Die Loango-Expedition. Dritte Abt., erste Hälfte. Leipzig, 1882.

14. — HOOKER (J. D.). Introductory essay to the Flora Indica. London, 1855.

15. — SCHWEINFURTH (G.). Pflanzengeographische Skizze des gesammten Nil-gebiets und der Uferländer des Rothen Meeres. *P. M.*, 1868, p. 113, 155 et 244, pl. 9.

16. — CHEVALIER (Aug.). L'Afrique occidentale française. Paris, 1908. In-4°, 776 p., 6 pl., 6 cartes.

17*. — ENGLER (A.). Grundzüge der Pflanzenverbreitung in Deutsch Ost-Afrika, und den Nachbargebieten. Berlin, 1895. In-8°, 154 p. (coll. *Deutsch Ost-Afrika*, t. V, A).

18. — WARBURG (O.). Vegetationsschilderungen aus Sud-Ostasien. *Englers Bot. Jb.*, XVII, 1893, p. 169-176.

19. — SAINT-HILAIRE (A. de). Tableau de la végétation primitive de la province de Minas Geraes. *An. Soc. nat. Bot.*, 1831.

20. — WARMING (E.). Lagoa Santa (Brésil). Étude de géographie botanique. *Rev. gén. Bot.*, V, 1893, p. 145 et 209 (résume le mémoire original [en danois] paru dans *Kg. Danska Vidensk. Selsk. Skr.*, 1892, 488 p.).

21. — KARSTEN (G.). Ueber die Mangrovenwälder im Malayschen Archipel. *Bibliotheca bot.*, heft 22, 1891 (cf. SCHIMPER. Die Indomalaysche Strandflora. *Bot. Mit. aus den Tropen*, 1891).

22. — FLAHAULT (Ch.). Distribution géographique des végétaux dans un coin du Languedoc. In-8°, 180 p., 5 pl. phot., 2 cartes (extr. de la *Géographie générale de l'Hérault*, publ. Soc. G. Languedocienne, ch. VI). — Cf. M. HARDY. La Géographie et la Végétation du Languedoc entre l'Hérault et le Vidourle. *Bul. Soc. G. Montpellier*, XXVI, 1903, p. 121 et 268, 8 pl. phot., 1 carte.

23*. — WILLKOMM (M.). Grundzüge der Pflanzenverbreitung auf der Iberischen Halbinsel (Collection *Die Vegetation der Erde*, t. I). Leipzig, 1896. In-8°, 396 p., 2 cartes.

24*. — BECK VON MANAGETTA (G.). Die Vegetationsverhältnisse der illyrischen Länder (Col. *Die Vegetation der Erde*, t. IV). Leipzig, 1901. In-8°, 536 p.

25. — SCOTT ELLIOT (G. F.). Note on the regional distribution of the Cape Flora. *Trans. of Bot. Soc. Edimburgh*, XVIII, 1891.

26. — MEIGEN (F. I.). Skizze der Vegetationsverhältnisse von Santiago in Chile. *Englers Bot. Jb.*, XVII, 1893, p. 199-294 (cf. NEGER. Zur Biologie der Holzgewächse in S. Chile. *Ibid.*, XXIII, 1896, p. 369-381, pl. 6).

27. — LORENTZ (P. G.). Vegetationsverhältnisse der Argentinischen Republik. Buenos Ayres, 1876. In-8°.

28*. — DIELS (L.). Die Pflanzenwelt von West-Australien (collection : *Vegetation der Erde*, t. VII). Leipzig, 1906. In-8°, 414 p., 34 pl., 1 carte.

29. — MAGNIN (A.). La végétation de la Région lyonnaise et de la partie moyenne du bassin du Rhône. Lyon, 1886. In-8°, 513 p., 7 cartes.

30. — FLAHAULT (Ch.). La flore et la végétation de la France (Introduction à la *Flore descriptive et illustrée de la France* par H. COSTE). Paris, 1901. In-8°, 52 p., 1 carte.

31. — DRUDE (O.). Deutschlands Pflanzengeographie. Stuttgart, 1896. In-8°, XVI + 502 p., 4 cartes (cf. Das Hercynische Florenbezirk. Coll. *Vegetation der Erde*, t. V, 1903).

32. — SENDTNER (O.). Die Vegetationsverhältnisse Süd-Bayerns. München, 1854. In-8°, XVI + 910 p., 9 pl., 1 carte.

33. — GRADMANN (R.). Das mitteleuropäische Landschaftsbild nach seiner geschichtlichen Entwickelung. *G. Z.*, VII, 1901, p. 361-377 et 435-447.
34. — GRADMANN (R.). Die Pflanzenwelt der Schwäbischen Alb, mit Berücksichtigung der angrenzenden Gebieten Sud-Deutschlands. 2te Aufl., Tübingen, 1900. 2 vol. in-16, x + 401 et XXXII + 432 p. 50 pl., 2 cartes.
35. — CHRIST (H.). Das Pflanzenleben der Schweiz. Zürich, 1879. In-8°, XVI + 488 p., 5 pl. (cartes).
36. — FRÜH (J.) et SCHRÖTER (C.). Die Moore der Schweiz mit Berücksichtigung der gesammten Moorfrage, Berne, 1904. In-4°, XVIII + 750 p., 7 pl., phot. et cartes.
37. — GRÄBNER (P.). Die Heide Norddeutschlands. Leipzig, 1901. In-8°, XII + 320 p., 1 pl. (Coll. *Vegetation der Erde*, t. VI).
38. — HARDY (M.). La végétation des Highlands d'Ecosse, *A. d. G.*, XV, 1906, p. 237-248 pl., 13 (carte).
39. — MAYR (H. I.). Die Waldungen von Nordamerika. München, 1890. In-8°, XII + 448 p., 10 pl., 2 cartes (cf. SARGENT. Die Wälder von Nord Amerika. *P. M.*, 1886, p. 238, 2 pl.).
40. — HARSHBERGER (J. W.). Phytogeografic Survey of North America. Leipzig, 1911, in-8°, LXIII + 770 p., 19 pl. (Coll. *Vegetation der Erde*, t. XIII).
41. — KRASNOW (A.). Les steppes de la Russie méridionale, leur origine, leur flore et leurs relations avec les steppes et les prairies de l'Asie et de l'Amérique méridionale. *A. d. G.*, III, 1893-94, p., 296-318 (cf. du même auteur : Osteuropa, Coll. *Unser Wissen von der Erde*, t. V).

42. — VOLKENS (G. I.). Die Flora der Aegyptisch-arabischen Wüste auf Grundlage anatomisch-physiologischer Forschungen. Berlin, 1887. In-4°, VIII + 156 p., 18 pl.
43. — VOLKENS (G. I.). Der Kilimandscharo. Berlin, 1897. In-8°, IX + 388 p., 11 pl., 1 carte.

44*. — KIHLMAN (A. O.). Pflanzenbiologische Studien aus Russich-Lappland. *Acta Soc. pro flora et fauna fennica*, t. VI, 1890 (cf. KJELLMANN, Bibliographie du chap. précédent, n° 11).
45. — MIDDENDORF (A. von). Die Gewächse Sibiriens (Sibirische Reisen, t. IV, 1864).
46. — WARMING. Sur la végétation du Groenland. Copenhague, 1888 (en danois avec résumé français).
47*. — PORSILD (M. Petersen). Essai sur la végétation de l'Ile de Disco. *Medelser om Groenland*, XXV, 1902, p. 251-307, pl. 1-6 (résumé fr.).
48. — SCHRÖTER (C.). — Das Pflanzenleben der Alpen, eine Schilderung der Hochgebirgsflora, Zürich, 1905-1907. In-8°, 807 p., 9 pl., 274 fig.
49. — BONNIER (G.). Cultures expérimentales dans les Alpes et les Pyrénées. *Rev. gén. Bot.*, II, 1890, p. 513-546. — Cf. Recherches expérimentales sur l'adaptation des plantes au climat alpin. *An. Sc. nat. Bot.*, sér. 7, XX, 1894, p. 217-360, pl. 5-16.
50. — FLAHAULT (Ch.). Les limites de la végétation forestière et les prairies pseudoalpines en France. *Rev. Eaux et forêts* (cf. La Flore de la vallée de Barcelonnette. *Soc. Bot. de Fr.*, Session extraord., 1897. Notices publ. par le comité d'organisation, Montpellier, 1897, p. 17-57).
51. — PAX. Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpaten. Leipzig, 1898. In-8°, 269 p., 3 pl. (*Vegetation der Erde*, t. II).
52. — IMHOF (Ed.). Die Waldgrenze in der Schweiz. *Dis.* Bern. *Beitr. z. Geophysik*, IV, 1900, p. 241-330, pl. 4.
53. — MAREK (Fr.). Waldgrenzstudien in den österreichischen Alpen, *P. M. Erg. 168*, 1910.

54. — BROCKMANN-JEROSCH (H.). Die Pflanzengesellschaften der Schweizeralpen, 1ter Teil, die Flora des Puschlav. Leipzig, 1907. In-8°, XII + 438 p., 5 pl.

55. — RADDE (G.). Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Kaukasusländern (col. *Die Vegetation der Erde*, t. III). Leipzig, 1899. In-8°, 500 p., 3 cartes.

56. — ADAMOVIC (L.). Die Vegetationsstufen der Balkanländer. *P. M.*, LIV, 1908, p. 195-204, pl. 16.

57. — ENGLER (A.). Ueber die Hochgebirgsflora des tropischen Afrika. *Ab. Preus. Ak. Wiss.*, Berlin, 1892, II, p. 1-461.

58. — SCHIMPER (A. F. W.). Die Gebirgswälder Javas. *Forstlich-Naturwiss. Z.*, II, 1893.

59. — FRIES (R. E.). Zur Kenntniss der alpinen Flora im N. Argentinien. *Dis.* Upsala, 1905. In-4°, 205 p., 10 pl., phot. et carte.

60. — ASCHERSON (P. I.). Die geographische Verbreitung der Seegraeser, *P. M.*, XVII, 1871, p. 241-248, pl. 13.

61. — BERTHOLD (G.). Ueber die Verteilung der Algen im Golfe von Neapel. *Mit. Zool. Station zu Neapel*, III, 1882.

62. — KJELLMAN. The Algae of the Arctic Seas, a survey of the species together with an exposition of the general characters and development of the flora. *Kg. Svenska Vetenkaps Ak. Handlingar*, XX, 1882-83.

63. — ZACHARIAS (O.). Die Thier und Pflanzenwelt des Süsswassers. T. I, 1891 (v. spéc. FOREL. Allgemeine Biologie eines Süsswasserssees).

64. — MAGNIN. La végétation des lacs du Jura. Paris, 1904. In-8°, XV + 426 p., 210 fig., 19 pl. (analyse par OFFNER, *La G.*, XI, 1905, p. 108).

65. — TANSLEY (A. G.). Types of British vegetation. Cambridge, 1911, in-12, 416 p.

66. — OSTENFELD (C. H.). The landvegetation of the Faeroes (*Botany of the Feroë*, London, 1908, p. 867-1043).

CHAPITRE IV

PRINCIPES DE ZOOGÉOGRAPHIE
LA FAUNE AQUATIQUE

Orientation de la zoogéographie. — La géographie des plantes tient une place de plus en plus grande dans les études géographiques. Il en est tout autrement de la géographie zoologique, malgré le rôle évident du monde animal dans l'économie de la surface du globe. Quelques brèves indications sur la répartition de certaines espèces, voilà tout ce qu'offrent d'habitude les monographies régionales les plus complètes. La cause de cette négligence est dans l'orientation imprimée pendant longtemps par les zoologues aux recherches touchant à la répartition des animaux. Les principes de la méthode géographique n'y ont pas été appliqués comme ils l'ont été par les botanistes.

Les premiers essais de géographie zoologique étaient beaucoup plus près du point de vue géographique que ceux qui leur ont succédé. Le livre trop oublié de SCHMARDA [1] représente une tentative encore intéressante pour montrer les relations du monde animal avec le milieu physique. La systématique, elle-même, semblait inviter à suivre cette voie; les divisions de certains groupes sont dans un rapport apparent avec les conditions biologiques (par exemple : Oiseaux, divisés en : Rapaces, Grimpeurs, Gallinacés, Colombins, Échassiers, Coureurs, Palmipèdes, Passereaux).

La tentative de SCHMARDA était malheureusement prématurée. Son plus grave défaut était d'ignorer l'évolution et de ne faire intervenir que les causes actuelles, pour expliquer la répartition des types animaux. Le succès des idées de DARWIN amène une réaction contre cette tendance, qui se traduit principalement dans le livre devenu classique de WALLACE [2]. Les progrès de la géologie et de la paléontologie poussent dans cette voie. Désormais les auteurs de Traités de Zoogéographie sont préoccupés de distinguer de grandes régions zoologiques fondées sur la répartition des types systématiques, et d'interpréter, à la lumière de ces faits, les changements de la géographie physique des temps passés. Les types biologiques sont généralement laissés de côté, comme représentant des

adaptations récentes. Cette orientation des recherches profite surtout à la systématique zoologique et à la géologie, particulièrement à la paléogéographie (cf. 4e partie, chap. VIII). Mais la biogéographie n'en tire que peu d'avantages. On ne peut s'empêcher d'être frappé des contradictions qui se manifestent dans les conclusions des différents auteurs, suivant le groupe animal qui sert de base à la division proposée en grandes régions.

Le point de vue qui domine est qu'on doit s'adresser aux Mammifères comme représentant le groupe le plus récent, c'est-à-dire celui qui s'est formé dans les conditions les plus voisines des conditions actuelles. Le pouvoir migrateur de ces animaux à sang chaud les rendant particulièrement indépendants des conditions climatiques, on est amené à négliger de plus en plus l'influence du milieu physique.

Un retour aux idées de Schmarda n'est ni probable, ni désirable. Mais on peut noter des indices d'une orientation nouvelle des recherches zoogéographiques. HEILPRIN [4] a le premier montré que les divisions du globe en régions zoologiques, fondées sur la considération d'un groupe systématique déterminé, ne sont pas valables pour les autres groupes. Cette idée, reprise par TROUESSART [5] et ORTMANN [15], montre suffisamment que le point de vue systématique ne saurait conduire à des conclusions vraiment géographiques. Le point de vue biologique réapparaît chez Trouessart, J. WALTHER [14] et Ortmann. Ces auteurs reconnaissent qu'il est impossible de traiter d'ensemble tout le monde animal; il y a des *domaines biologiques* (*Lebensbezirke*) qu'on doit absolument séparer : eau douce, mer, continents. On a cherché à préciser les conditions spéciales à certains milieux : faune abyssale, littorale, pélagique; faunes des steppes et des forêts; faune des cavernes. Le point de vue œcologique apparaît dans un certain nombre de monographies zoologiques récentes; la notion de *faciès*, introduite surtout dans la biologie marine, celle des *caractères fauniques*, appliquée par Trouessart aux mammifères terrestres, se rapprochent de la notion des associations, qui a vivifié la phytogéographie.

Malheureusement, cette orientation nouvelle paraît avoir échappé à peu près aux géographes. Les progrès faits dans cette voie sont d'ailleurs encore assez limités. L'esquisse que représentent les pages suivantes doit donc être considérée comme provisoire. On n'a pu qu'indiquer des lignes générales. Le but cherché a été surtout de montrer dans quel sens il y a lieu de travailler pour que la zoogéographie prenne dans les études et les descriptions géographiques la place qu'elle devrait avoir.

Domaines biologiques et associations animales. — Ce sont évidemment les conditions actuelles qui déterminent les domaines biologiques et les associations animales. Mais il ne saurait être question d'envisager chaque facteur à part comme nous l'avons fait pour le monde végétal. Non seulement la biologie générale des animaux est trop peu avancée, mais l'influence combinée des différents facteurs semble trop différente dans les domaines biologiques séparés et ne paraît pas non plus être la même sur les animaux appartenant à des groupes systématiques éloignés.

Nous envisagerons successivement le domaine biologique marin,

celui des eaux douces et celui de la terre ferme. Nous distinguerons des subdivisions en rapport avec les variations des principaux facteurs physiques, subdivisions particulièrement tranchées dans le milieu marin, où les biologistes les ont préconisées déjà depuis quelque temps; moins tranchées sur les continents, et moins exactement définies aussi par les zoologues. Nous essayerons d'indiquer la nature des associations animales répondant à ces variations.

Comme pour le monde végétal, c'est l'affinité physiologique et non l'affinité systématique qui règle ces associations. Aussi trouve-t-on, dans des régions zoologiques radicalement séparées par les systématistes, des types biologiques semblables répondant à des conditions analogues. La notion de l'association animale est toutefois plus complexe que celle de l'association végétale. L'adaptation commune à certaines conditions de milieu n'en est pas le seul principe. L'alimentation carnivore jouant un rôle prépondérant dans le monde animal, les types carnivores sont étroitement liés aux espèces dont ils se nourrissent. Les invertébrés, généralement négligés dans la zoogéographie systématiste, sont le substratum de la plupart des associations animales, et doivent jouer un rôle important dans la zoogéographie biologique.

Conditions générales de l'habitat aquatique. — La vie dans les eaux, qu'elles soient douces ou salées, répond à un ensemble de conditions générales qu'on peut préciser. L'habitat aquatique est généralement considéré comme le plus ancien. Actuellement un certain nombre de groupes zoologiques y sont encore strictement limités : Spongiaires, Cœlentérés, Échinodermes, Bryozoaires et Brachiopodes, Céphalopodes, Poissons. Certains groupes y sont à peu près étrangers (Oiseaux, Mammifères), ou ne s'y présentent que grâce à des adaptations spéciales (Cétacés, Siréniens).

On doit d'abord noter l'extension de l'habitat aquatique dans les trois dimensions de l'espace. Dans la localisation des animaux aquatiques, on n'a pas seulement à considérer comme dans celle des animaux terrestres la position géographique. La vie animale n'étant pas liée, aussi directement que celle des plantes, à la lumière, il n'y a pas de limite à son extension en profondeur.

La *respiration* des animaux aquatiques se fait dans des conditions spéciales. La quantité d'oxygène contenue dans l'eau *non confinée* est toujours pratiquement suffisante pour la respiration, qui a lieu, soit par la peau comme chez la plupart des invertébrés; — soit par des appendices de la peau très ramifiés, de façon à multiplier la sur-

face d'absorption, telles les branchies, qui peuvent être externes comme chez les mollusques et un grand nombre de larves, ou internes, comme chez les poissons; — soit enfin par le tube digestif, comme chez les Holothuries, les Vers, et quelques Poissons. On s'explique ainsi la possibilité d'adaptation à la respiration aérienne temporaire chez un certain nombre d'animaux d'eau douce, comme certains poissons (*Anabas scandens*, *Cobitis fossilis* des Rios brésiliens). Le passage du milieu aquatique au milieu terrestre est beaucoup plus facile que le contraire.

Le milieu aquatique exerce sur les corps immergés une *pression*, toujours beaucoup plus forte que celle de l'air qui entoure les animaux terrestres. Il y a lieu de tenir compte de l'augmentation de la pression en profondeur (environ 1 atmosphère pour 10 mètres).

Les expériences de Regnard [16] ont montré que l'augmentation de la pression amène la pénétration de l'eau dans les tissus. Il en résulte, chez les animaux non acclimatés, un engourdissement musculaire, qui va jusqu'à la rigidité absolue. Un cyprin, comprimé à 400 atmosphères, augmente de 20 gr.; une grenouille à 600 atm. devient cassante comme du verre. Une peau épaisse, une carapace servent de protection. Des crabes ont supporté 800 atm.

La *résistance* opposée aux mouvements doit être aussi considérée. Pour la vaincre plus facilement, tous les animaux se déplaçant librement tendent vers une forme en fuseau; les organes moteurs doivent être souples et aplatis, comme les nageoires des poissons.

Les *adaptations des mammifères aquatiques* sont très démonstratives.

Les modifications portent à la fois sur l'ensemble du corps et sur les membres [Osborn, 17]. Le tronc s'allonge et s'effile (Cétacés, Siréniens); la partie antérieure devient rigide; le cou disparaissant, la partie postérieure, plus mobile, sert à la propulsion; la face s'allonge et le crâne diminue (Cétacés); dans les cas extrêmes, la tête atteint le tiers de la longeur du corps (Cachalot).

Les membres se modifient plus ou moins, suivant que la vie est plus ou moins strictement aquatique. Leur transformation en nageoires a lieu par le développement de membranes avec tissu conjonctif, réunissant les phalanges, dont le nombre se multiplie, tandis que les os des pattes se réduisent. Chez la Loutre marine (*Enhydris marina*), les membres postérieurs ont encore un squelette complet, mais sont dirigés en arrière et adaptés à la natation, comme chez les Phocidés. Chez les Pinnipèdes, l'avant-bras est plus ou moins modifié, mais encore capable de supporter le corps quand l'animal se traîne sur les grèves (fig. 358). Chez les Cétacés, les membres postérieurs sont entièrement atrophiés, les membres antérieurs ont l'aspect de nageoires, le squelette y étant à peu près réduit aux phalanges multipliées (fig. 359).

Les os des formes constamment aquatiques sont légers et spongieux, imprégnés d'huile (Cétacés); ils sont plus lourds chez les Siréniens, qui vivent près des côtes.

La vie dans l'eau amène la régression ou le déplacement de certains



Fig. 358. — Phoque commun, type de mammifère marin littoral.

Forme en fuseau du corps, membres postérieurs adaptés à la natation et dirigés en arrière, membres antérieurs encore capables de soulever le corps à terre. Tête peu modifiée, sauf la disparition de l'oreille externe.

organes des sens. L'oreille externe a disparu complètement chez les Phocidés (fig. 358). Les narines se déplacent vers le dos pour se prêter à la respiration aérienne (Cétacés). Les dents se modifient suivant la nourriture. Chez les baleines, qui se nourrissent d'organismes minuscules, elles sont remplacées par les *fanons* (fig. 359).

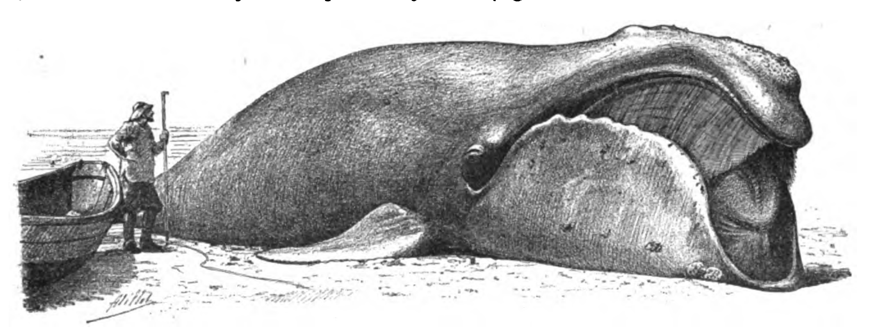


Fig. 359. — Baleine franche, type de mammifère pélagique.

L'aspect est devenu tout à fait celui d'un poisson. Membres antérieurs entièrement transformés en nageoires. Tête fondue avec le corps, sans cou. Narines déplacées sur le dos. Bouche démesurée, dont l'ouverture laisse voir les *fanons*, qui filtrent l'eau avalée et retiennent les organismes planktoniques dont l'animal se nourrit exclusivement.

Les conditions thermiques. Animaux eurythermes et sténothermes. — La température des eaux varie en moyenne beaucoup moins que celle de l'air et du sol; ces variations n'en sont pas moins sensibles pour les organismes aquatiques. La conductibilité calorique de l'eau est en effet très grande, et la dépense de calorique nécessaire pour entretenir une température supérieure à celle du milieu est

beaucoup plus considérable pour un corps immergé dans l'eau que pour un corps à l'air libre. Aussi les habitants naturels du domaine liquide sont-ils tous des animaux à sang froid. La température des poissons est toujours rigoureusement égale à celle de l'eau dans laquelle ils vivent. Les quelques animaux à sang chaud adaptés au milieu aquatique se protègent contre le refroidissement par une couche épaisse de graisse (Cétacés, Siréniens) et sont obligés, sous peine d'asphyxie, d'avoir recours de temps en temps à la respiration aérienne, qui détermine une oxydation beaucoup plus active des tissus que la respiration aquatique et par suite dégage plus de chaleur.

Les idées sur la nature des influences thermiques dans le milieu aquatique ont notablement changé depuis les premiers essais de Dana. On a cru d'abord pouvoir appliquer aux animaux les mêmes principes qu'aux plantes, chercher le zéro spécifique et la température optimum de certaines espèces. Dana avait construit pour expliquer la répartition des coraux, des lignes d'égale température minimum ou *isokrymènes*. Il semble maintenant établi que, au moins pour les organismes aquatiques, ce n'est pas la valeur absolue de la température, mais ses variations, qui sont à considérer. C'est à Möbius qu'on doit la distinction entre les organismes *eurythermes*, capables de supporter les variations thermiques, et les organismes *sténothermes*, succombant à ces variations. La sténothermie domine naturellement chez les animaux à sang froid; aussi la richesse de la faune aquatique dépend de l'amplitude des variations thermiques beaucoup plus que de la température moyenne. Les formes de mollusques littoraux sont notamment de plus grande taille sur la côte du Groenland que dans la mer Baltique.

L'expérience permet de vérifier l'extrême sensibilité des poissons aux variations brusques de température et leur faculté de s'acclimater par des changements graduels à des températures très différentes. Un cyprin a pu être conservé par Regnard [16] dans une eau portée lentement jusqu'à 39°; le transfert dans un bocal de température différant de 5° seulement a amené la mort.

Les animaux des grandes profondeurs marines, où la température est invariable, sont les organismes les plus sténothermes; ils périssent immédiatement lorsqu'on les ramène à la surface. On a eu la preuve que cette mortalité n'est pas due au changement de pression, lorsque le Pr. de Monaco a commencé ses sondages dans la Méditerranée. La température du fond étant dans cette mer peu différente de celle de la surface, on a pu ramener des spécimens vivants de la faune abyssale.

Plankton, Nekton et Benthos. — L'ensemble des conditions physiques du milieu aquatique détermine des types biologiques

nettement différenciés. Les êtres fixés au fond, ceux qui flottent à différentes profondeurs, et ceux qui parcourent librement les couches superficielles présentent des adaptations spéciales. Le terme de *Plankton*, créé par Hensen, désigne les organismes flottants dépourvus de moyens de locomotion propres, qu'ils soient animaux ou végétaux. Les êtres qui se déplacent librement forment le *Nekton*, ceux qui sont fixés au fond le *Benthos*.

Le *Plankton* mérite une attention particulière, car il constitue la nourriture d'une grande partie des animaux aquatiques, particulièrement des poissons. La connaissance de sa répartition a donc pour les pêcheries une importance très grande. Une expédition océanographique a été organisée exprès pour l'étude du plankton marin [20] et le plankton des eaux douces n'a pas été négligé [23].

Le plankton est principalement formé par des êtres de taille très réduite et d'organisation rudimentaire, dont la position est parfois incertaine entre le monde végétal et animal (Péridiniens), par des Algues siliceuses (Diatomées), des Protozoaires (Globigérines, fig. 360, Noctiluques, Radiolaires), et de petits Crustacés (Copépodes), — par les formes larvaires et les œufs d'un certain nombre d'animaux (Poissons, Crustacés, Bryozoaires, Echinodermes), — enfin par un certain nombre d'animaux adaptés à la vie flottante dans les eaux peu profondes.

Fig. 360. — Globigerina bulloïdes foraminifère planktonique, d'après J. Murray.

L'incapacité des êtres planktoniques à se déplacer par eux-mêmes, rend leur étude particulièrement intéressante pour apprécier l'influence des conditions physiques. Leur répartition est nettement en rapport avec les mouvements des eaux, avec les variations de la lumière, de la température et de la salinité. Comme ils forment le substratum de toute vie organique, ce sont en définitive ces variations qui expliquent les phénomènes périodiques de la vie dans le milieu aquatique.

L'habitat marin. Influence de la salinité. — Malgré un ensemble de caractères communs, la faune marine et celle des eaux douces sont en général rigoureusement séparées, tant au point de vue systématique qu'au point de vue biologique.

La salinité de l'eau de mer est la cause la plus importante de cette différenciation. Claude Bernard a montré, il y a longtemps, que le sel dissous dans l'eau pénètre dans le corps de l'animal qui y est

immergé en traversant sa peau. Cette absorption détermine la mort chez les animaux d'eau douce. Réciproquement les animaux marins sont tués par l'absorption de l'eau douce qui pénètre dans leur corps. Une grenouille plongée dans l'eau de mer perd rapidement 1/5 de son poids; un poisson marin plongé dans l'eau douce se gonfle au contraire.

Les physiciens donnent le nom d'*osmose* à ce phénomène; la *pression osmotique* est la force qui tend à amener un échange entre deux solutions de concentration inégale séparées par une membrane. Des expériences et des observations nombreuses ont précisé le pouvoir toxique des solutions salines sur les animaux qui n'y sont pas accoutumés. L'épaisseur de la peau protège contre l'intoxication dans les changements de milieu. Les animaux de haute mer à peau transparente meurent instantanément dans l'eau douce; les mollusques résistent parfaitement s'ils peuvent fermer leur coquille. Le crocodile vit indifféremment dans l'eau douce ou salée. Bon nombre de poissons émigrent, suivant la saison, des eaux littorales dans les rivières. P. Bert a montré que les poissons à peau muqueuse (anguille) résistent aux solutions concentrées, mais meurent si on les essuie.

La toxicité des solutions salines pour les animaux d'eau douce dépend de la concentration. Semper [12] a constaté que les grenouilles immergées dans une solution saline à 5 p. 100 meurent au bout de 2 h. 1/2; dans une solution à 2 p. 100, la mort n'a lieu qu'au bout de 7 heures; à 1,5 p. 100, l'animal résiste 24 heures. Ostwald [24] a montré, par des expériences rigoureuses sur le *Gammarus pulex*, que la croissance de la toxicité suivant la concentration est exprimée par une courbe parabolique. L'intoxication ne serait pas seulement due au phénomène physique de l'osmose, il y aurait coagulation des albumines des tissus. Le phénomène est certainement plus compliqué que ne le croyaient les premiers physiologistes.

L'expérience et l'observation sont d'accord pour montrer qu'une acclimatation est possible, si la concentration varie lentement. On doit distinguer des formes plus ou moins capables de supporter des variations, formes *euryhalynes* et *sténohalynes*. L'acclimatation amène des adaptations, qui vont jusqu'à la disparition des caractères spécifiques, ou même génériques. Nous avons déjà parlé des variations constatées chez le genre *Atherina* de la côte du Languedoc, et des expériences de Schmankewitch sur l'*Artemia* (chap. I).

D'après les observations et les expériences de Ferronière [25] sur les vers du littoral de la Loire-Inférieure, la salinité croissante provoque la dessiccation, allant parfois jusqu'à la déchirure. Lorsqu'elle peut être supportée, il y a réduction des soies, résorption des organes génitaux, épaississement de la peau. C'est, semble-t-il, une loi générale que la salinité croissante détermine une réduction de la surface par rapport au volume, et par suite une simplification des formes. Il y a là certainement une réaction contre la dessiccation par

osmose, mais peut-être aussi, comme l'a suggéré Ostwald [22], une adaptation aux changements de résistance du milieu, particulièrement chez les organismes flottants du Plankton.

Après la salinité, le caractère le plus important du milieu marin est sa continuité. La terre ferme, les eaux douces sont des milieux discontinus; l'expansion naturelle des organismes qui y vivent rencontre par suite des barrières topographiques insurmontables. Il n'y a pas de barrière topographique absolue dans le milieu marin. Toutefois, les variations des conditions physiques, température, luminosité, salinité, mouvements des eaux, sont assez grandes dans le sens horizontal, aussi bien que dans le sens vertical, pour qu'il y ait une différenciation très accusée entre les habitants des grandes profondeurs et ceux de la surface et, parmi ces derniers, entre les formes littorales et celles de la haute mer. Il y a là trois domaines biologiques radicalement séparés. Nous les désignerons sous les noms de domaine *pélagique*, *abyssal* et *littoral*. Leur extension est déterminée par les conditions bathymétriques, que représente notre planisphère hors texte. Le domaine littoral correspond à peu près à la plate-forme littorale; le domaine pélagique s'étend à la surface des mers profondes de plus de 400 m. Le domaine abyssal comprend les fonds dépassant 2 000 m.

La Faune abyssale. — Avant les grandes expéditions océanographiques qui réalisèrent les premiers dragages en eau profonde, on croyait à l'absence complète de vie dans les grandes fosses marines. Nous savons maintenant qu'il y a là au contraire un monde très riche et très spécialisé. C'est certainement le domaine biologique le plus rigoureusement séparé. Des groupes entiers y sont actuellement cantonnés qui habitaient jadis le domaine littoral, tels les Crinoïdes.

Les conditions physiques des grandes profondeurs sont très particulières. La pression est énorme, l'immobilité complète; la température est uniforme et sans aucune variation. Tous les organismes sont sténothermes, incapables de s'élever à la surface. Toutefois la plupart possèdent des formes larvaires, qui y apparaissent et font partie du Plankton, ce qui explique en partie l'unité systématique de la faune abyssale. L'uniformité du sol et du relief est aussi grande que celle du climat. Pas de fonds rocheux, partout une vase molle. Les organismes sédentaires s'y enfoncent par de longs pédoncules (Crinoïdes, et même certaines Astéries).

L'absence de lumière amène une série d'adaptations curieuses qui ont été particulièrement étudiées par Chun [26].

On constate chez certaines formes une régression plus ou moins complète, chez d'autres au contraire un développement monstrueux de l'appareil visuel. La régression est très marquée chez certains Crustacés (spécialement Euryonides) et chez un grand nombre de poissons (Barathronus). Elle s'explique facilement : à partir de 400 m., il n'y a plus de lumière sensible. L'hypertrophie est au premier abord plus étonnante. Cependant, si la lumière solaire ne pénètre pas dans le domaine abyssal, une certaine lumière y est produite par les organismes phosphorescents. Certains Céphalopodes ont le corps couvert de corpuscules lumineux (Enoploteuthis, Calliteuthis, fig. 361). Un certain nombre de Crustacés et de Poissons ont aussi des organes lumineux, sortes de lanternes munies de miroirs réflecteurs, tantôt placés sur le ventre, tantôt sur la tête, parfois portés au bout d'un pédoncule mobile (*Melanocetus*, fig. 361, B).

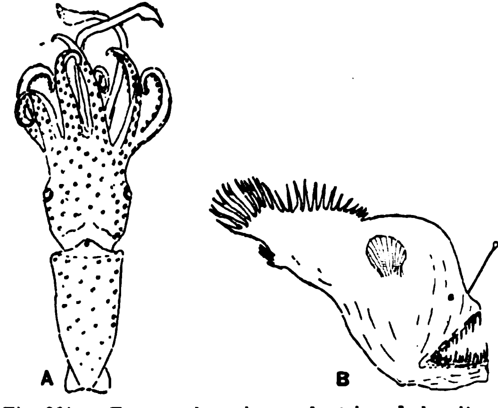


Fig. 361. — Formes abyssales productrices de lumière, d'après Chun.

A. *Calliteuthis*, céphalopode au corps couvert de corpuscules lumineux. — B. *Melanocetus*, poisson à lanterne sessile et à large gueule.

Pour saisir cette lumière, les yeux conservés se modifient. Chez les Crabes à œil composé, le nombre des facettes se multiplie (*Geryon*). Chez les Céphalopodes et chez certains Poissons, l'œil prend la forme d'un télescope (fig. 362); parfois il est pédonculé.

La distinction entre les formes aveugles et les formes à yeux hypertrophiés repose évidemment sur la sensibilité à la lumière phosphorescente;

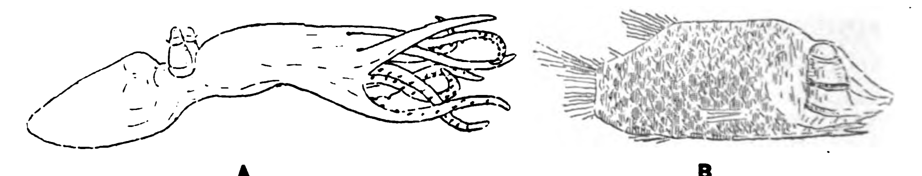


Fig. 362. — Formes abyssales à yeux télescopiques, d'après Chun.

A. Céphalopode. — B. Poisson du golfe de Guinée, 4 000 m. *Opisthoproctus soleatus* Vaill.

mais, d'après des recherches récentes, elle serait aussi en rapport avec les conditions de la vie larvaire [Caullery, 27]; les formes ayant conservé les yeux seraient celles dont les larves vivent à la surface.

Chez toutes les formes douées de mouvement, qu'elles soient aveugles ou non, il y a tendance à suppléer à l'insuffisance ou à l'absence de sensations visuelles par les sensations tactiles. De là le développement extraordinaire des antennes des Crustacés, pouvant

atteindre jusqu'à 10 ou 20 fois la longueur du corps. *Nematocarcinus* a des pattes thoraciques démesurées, terminées par des appendices sensoriels (fig. 363). Certains poissons ont une sorte de barbe de

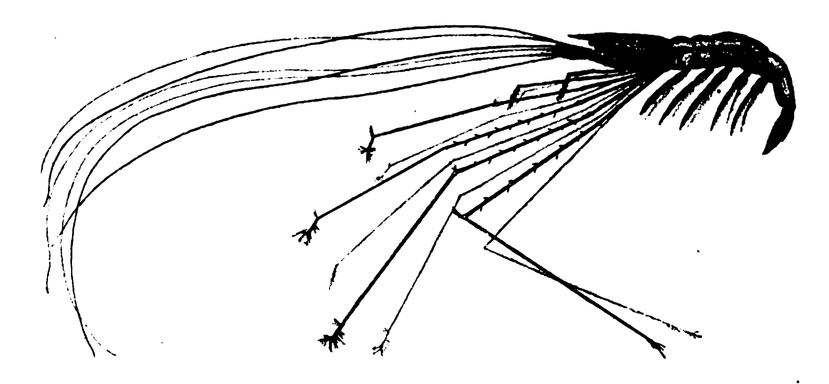


Fig. 363. — *Nematocarcinus.*
Type de Crustacé des profondeurs à antennes hypertrophiées avec appendices sensoriels d'après Chun.

palpes, terminée par une touffe de poils sensitifs (*Stomias*, fig. 364).

L'absence complète de lumière a comme conséquence l'absence de vie végétale. Toute la faune abyssale est donc exclusivement carnivore. La vie qui agite le monde des grandes profondeurs est un perpétuel combat, dans lequel tous s'entre-dévorent. De là un développement extraordinaire des organes qui peuvent servir à la capture des proies, l'attaque ou la défense. Chez les Crustacés, la carapace est hérissée de piquants, les pattes sont démesurément allongées, munies de scies, lances, stylets, ciseaux (fig. 365). Chez les Poissons, la bouche s'ouvre jusqu'à atteindre les 3/4 du corps; elle est pourvue de dents énormes à crochets (fig. 361, B). Le développement de la bouche supplée à l'insuffisance de la vision. Les formes à petits yeux ont les plus grandes gueules, les formes à yeux télescopiques ont une bouche moins grande [Chun, 26].

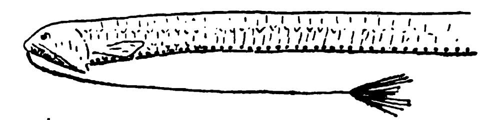


Fig. 364. — *Stomias*, type de poisson des grandes profondeurs, à appendice tactile (la partie antérieure du corps est seule représentée).

Au point de vue systématique, la faune abyssale montre une grande uniformité. Il est difficile de distinguer des régions, et l'on trouve, sinon exactement les mêmes espèces, au moins les mêmes associations dans tous les Océans et sous toutes les latitudes. Le Plankton ne fait pas complètement défaut. Les Diatomées manquent naturellement, mais les Copépodes se

trouvent jusqu'à 4 000 m. et les formes larvaires sont assez abondantes. Les Éponges siliceuses dominent. Parmi les Cœlentérés, les Hydroïdes de grande taille, les Gorgonides branchus avec polype coloré, sont communs. Mais ce sont surtout les Échinodermes et les Crustacés qui sont caractéristiques. Pas un coup de filet qui ne ramène en abondance des Holothuries, des Astérides, des Ophiurides et des Oursins. Parmi les Crabes, on trouve surtout des formes carnassières terriblement armées pour la lutte. Il y a cependant aussi des Pagures associés à des Zoanthides, qui protègent leur arrière-train mou (*Parapagurus*, et *Epizoanthus* pêchés jusqu'à 4 000 m. par la *Princesse Alice*).

Malgré la lutte pour la vie acharnée qui règne dans ces profondeurs, la faune semble archaïque et peu évoluée. Cette apparence est due au fait que les abysses ont servi de refuge à des formes littorales anciennes : Crinoïdes, Euryonides, qu'on trouve dans les dépôts primaires ou secondaires formés sur la plateforme continentale. L'égalité de température des grands fonds a attiré ces animaux, chassés des eaux littorales par les variations thermiques trop fortes qui ont commencé à s'y faire sentir dès que les zones climatiques se sont individualisées à la surface du globe. C'est un exemple frappant de l'importance de la sténothermie.

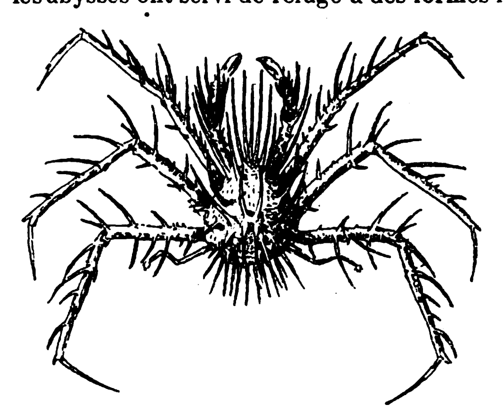


Fig. 365. — *Neolithodes Grimaldii* Milne Edwards. Type de Crustacé des profondeurs armé de nombreux piquants.

Le domaine pélagique, conditions générales. — Les couches superficielles des grands océans sont habitées par une faune radicalement différente de la faune des profondeurs. Ses caractères essentiels dérivent de l'impossibilité des organismes à se fixer. Tous flottent et se déplacent dans le sens horizontal et vertical, soit par leurs propres moyens, soit sous l'influence des mouvements des eaux et de leurs variations de densité. La faculté de déplacement dans le sens vertical est une des particularités les plus importantes de la faune pélagique, bien que son rôle n'ait été reconnu que depuis peu. Certaines espèces du Plankton apparaissent brusquement à la surface et se multiplient avec une rapidité invraisemblable, puis disparaissent brusquement en gagnant des couches plus profondes. Il en résulte pour la faune des eaux superficielles des changements en rapport avec les variations périodiques des conditions physiques : lumière, température, densité.

La lumière solaire pénètre plus ou moins profondément suivant la latitude. Dans les mers équatoriales elles-mêmes, elle cesse d'être

sensible à partir de 350 mètres. La vie végétale servant de substratum à la vie animale ne va pas plus loin ; mais des organismes végétaux morts et se décomposant lentement tombent vers les fonds, offrant encore une riche nourriture jusqu'à une profondeur d'environ 800 mètres. Telle est la limite approximative de la faune pélagique.

La *température*, quelles que soient ses variations à la surface, reste à peu près constante au-dessous de 50 mètres de profondeur. Les animaux sténothermes peuvent donc échapper par des migrations verticales aux variations thermiques trop fortes, et à celles de la salinité qui en sont la conséquence.

Ostwald [22] s'est attaché particulièrement à l'étude théorique de ces faits. Il a montré que la position des organismes planktoniques dépend de l'équilibre qui existe entre leur poids spécifique et le frottement avec le milieu. Ces deux éléments sont liés à la température et à la salinité. Pour maintenir l'équilibre, des variations de forme, réduisant ou augmentant la surface, peuvent se produire.

Si l'équilibre est rompu, il y a déplacement vertical. On constate que le Plankton se tient plus longtemps à la surface dans les mers les plus salées. Les migrations des poissons accompagnent ces changements.

Zones verticales et provinces du domaine pélagique. — C'est surtout dans le sens vertical que se manifeste la diversité du monde pélagique. La couche superficielle est la plus éclairée; le Plankton végétal y est particulièrement abondant (Diatomées et Algues unicellulaires). Le Plankton animal présente des formes de grande taille, au corps mou, avec peau transparente, généralement incolore ou plus ou moins bleue. Les Méduses, les Cténophores, les Siphonophores, les Tuniciers sont caractéristiques. La plupart des organismes sont munis de flotteurs (Siphonophores coloniaux comme *Nectalia loligo*, Mollusques comme *Janthina* (fig. 367). Le nekton ne fait nullement défaut, mais il est représenté par des formes qui ne sont pas spéciales au domaine pélagique. Les Cétacés parcourent le domaine pélagique, se nourrissant du Plankton.

Au-dessous de 80 m., le Plankton végétal s'appauvrit; mais le Plankton animal paraît en moyenne plus riche (Radiolaires particulièrement). C'est entre 80 et 350 m. que la faune pélagique est la plus variée et la plus abondante. A la transparence caractéristique des formes superficielles succède la coloration rouge (couleur complémentaire du bleu), ou même des teintes noires. C'est ici qu'on rencontre les formes géantes du plankton, telles que l'holothurie pélagique décrite sous le nom de *Pelagothuria* (fig. 366), certains vers tels que *Pelagonemertes*, enfin les Céphalopodes carnassiers à ventouses transformées en crochets (calmars), qui rarement montent à la surface. Entre 350 et 800 m., les caractéristiques de la faune abyssale commencent à se montrer : réduction ou hypertrophie des yeux, développement des pattes et appendices divers. Les Crustacés carnassiers parcourent en grand nombre cette zone. Au delà de 800 ou 1 000 m., la vie devient plus rare; à partir de 5 000 m. jusqu'à ce qu'on touche le fond, l'océan est presque un désert.

La répartition horizontale de la faune pélagique montre une grande uniformité, et il est difficile de distinguer des provinces. CLEVE a établi pour le Plankton une série de types qui seraient rigoureusement en rapport avec les courants. Mais ses conclusions ont été reconnues inexactes en grande partie ou trop schématiques. Le fait essentiel est la différence entre la faune

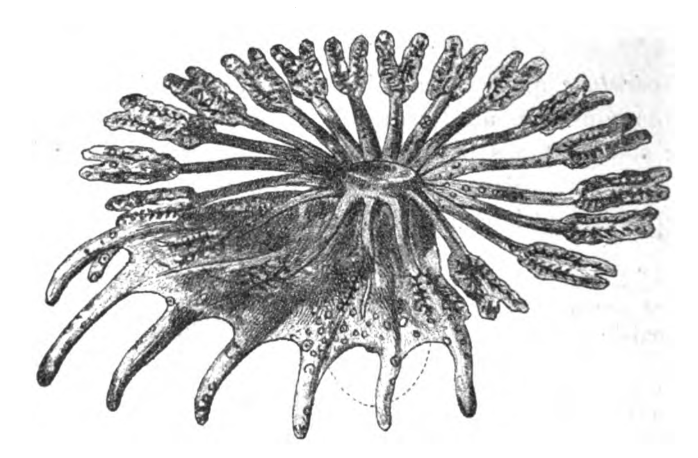


Fig. 366. — *Pelagothuria Bouvieri.*

Type d'Holothurie pélagique, d'après Richard (*Princesse Alice*).

des mers chaudes et des mers froides. Nous en avons marqué approximativement la limite d'après ORTMANN (fig. 368). On y reconnaît l'influence des courants marins (cf. fig. 121, p. 296).

La zone chaude offre des conditions physiques particulières. La variation diurne de la température et de la salinité détermine des déplacements verticaux du plankton. La variation annuelle est au contraire relativement faible. Les organismes phosphorescents sont particulièrement répandus dans cette zone. Les prairies d'algues flottantes de la Mer des Sargasses forment comme un district de la faune littorale transporté en pleine mer : des hydraires, des bryozoaires s'établissent sur les plantes; des crabes, des mollusques spéciaux y fourmillent, chassés par des poissons à formes mimétiques très curieuses (cf. fig. 339, p. 730).



Fig. 367. — *Janthine.*

Type de Gastéropode pélagique à coquille mince et à flotteur, d'après Bouvier.

Dans la zone froide, la variation thermique annuelle est très sensible à la surface et les courants marins introduisent des anomalies très accentuées. Dans l'Atlantique Nord, le Plankton est radicalement différent sur la côte européenne, baignée par le Gulfstream, et sur la côte américaine, baignée par le courant froid du Labrador. Il y a partout des variations de saison très nettes. Les Péridiniens ont leur maximum de développement au milieu de l'été, tandis que les Diatomées ont deux maxima, au début du printemps et en automne. Le Nekton, et particulièrement les poissons, suivent ces varia-

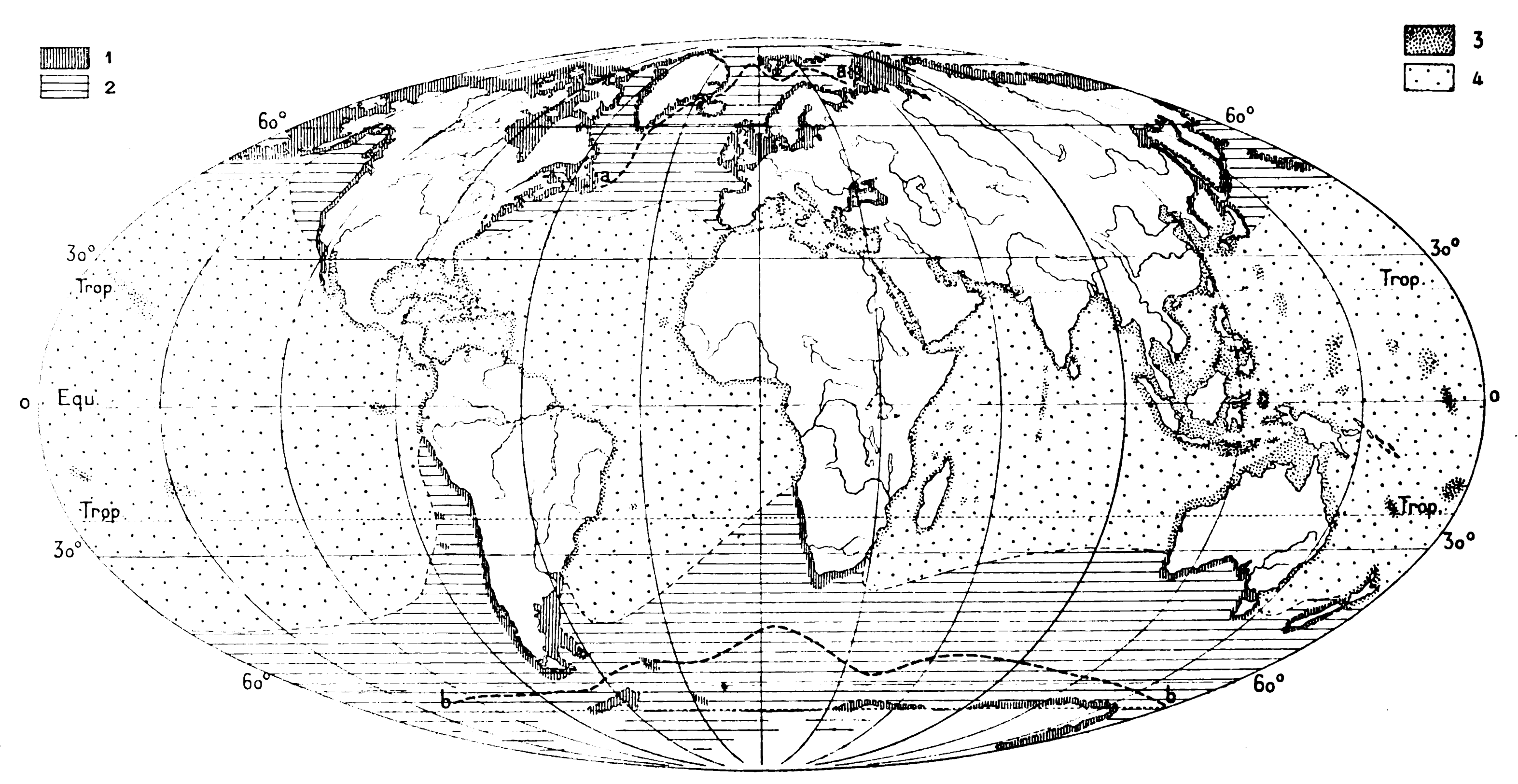


Fig. 368. — Carte des domaines de la faune marine, d'après Ortmann (légèrement modifiée).

1 et 3, domaine littoral, 2 et 4, domaine pélagique, 1 et 2, zone froide, 3, 4 zone chaude.
La séparation des grandes régions marines par les masses continentales n'a pas besoin d'être soulignée par des signes spéciaux. On a simplement marqué les limites des zones polaires littorales et pélagiques dans l'Atlantique Nord (a-a) et dans l'Océan Antarctique (b-b).

tions. Des espèces de la faune littorale apparaissent dans la haute mer avec la saison où le Plankton se multiplie : ainsi la morue norvégienne, qu'on a retrouvée en été dans les eaux peuplées de *Trichoplankton*.

Malgré des espèces communes, les deux zones froides ont une faune différente. Les Péridiniens, caractéristiques du plankton boréal, manquent à peu près dans les eaux antarctiques, où le Plankton est surtout caractérisé par les Diatomées. L'isolement des Océans Atlantique et Pacifique détermine deux provinces assez différentes. Il y a lieu de distinguer une province polaire, dont l'extension est déterminée par les courants qui se déversent dans l'Atlantique. Dans l'hémisphère Sud, il y a moins de différence entre les grands océans, qui communiquent largement et la région antarctique s'étale davantage.

Le domaine littoral. — L'extension du domaine littoral est déterminée par celle de la *plate-forme continentale*. Elle est relativement très limitée. Mais la richesse et la variété des formes dépassent de beaucoup tout ce qu'offre le reste des mers. Tous les types biologiques y sont représentés : Plankton, Nekton et Benthos. Le Plankton est notablement plus abondant, à cause de la teneur des eaux en substances minérales. Le Benthos trouve des conditions d'habitat particulièrement favorables. Les formes du Nekton sont susceptibles d'émigrer temporairement dans le domaine pélagique ou même dans celui des eaux douces. Il y a là une région de libre concurrence vitale, où les formes sont très diversifiées et très évoluées. Cette diversité est en rapport avec celle des conditions physiques, très variables dans l'espace et dans le temps.

La *lumière* est partout suffisante pour le développement de la vie végétale. La *salinité* présente des variations considérables par rapport à celles de la haute mer. Dans certaines mers bordières et la plupart des mers continentales, la concentration des eaux est tout à fait anormale et varie notablement suivant la saison (cf. 3e partie, ch. I). Sur les côtes des grands océans eux-mêmes, les estuaires et les lagunes relativement isolés sont sujets à être périodiquement presque entièrement dessalés. Il y a donc place pour toute une série nouvelle de formes adaptées à une dessalure plus ou moins complète des eaux (formes euryhalynes).

Les mouvements des eaux sont plus sensibles sur la plate-forme continentale. La vitesse des courants y est en moyenne plus grande. Les mers à marées et les mers sans marées sensibles offrent des conditions toutes différentes aux organismes habitant la côte. Dans les premières, la zone périodiquement découverte est le siège d'une vie particulièrement intense au voisinage de la laisse de basse mer. Un grand nombre de formes du Benthos et un certain nombre de formes

du Nekton même lui sont spéciales (Crustacés et Vers). Dans les mers continentales fermées qui n'ont pas de marées, cette zone fait défaut, ou est très limitée (Méditerranée). Les mers bordières communiquant largement avec les océans, qui ont au contraire des marées très fortes, sont celles où le domaine littoral est le plus riche. Dans la zone chaude, elles ont formé des centres de peuplement (Insulinde, Antilles).

Les eaux littorales sont constamment agitées par les vagues. Il y a là un avantage évident pour les animaux fixés, auxquels sont constamment apportées de nouvelles provisions de Plankton. Mais il y a aussi un danger, celui d'être arraché, déchiré ou brisé par les tempêtes. Il en résulte une série d'adaptations des formes du Benthos. Au lieu des organismes mous et nus du domaine pélagique, nous trouvons des êtres revêtus de carapaces ou coquilles épaisses : Crustacés, Lamellibranches, Gastéropodes. Les patelles de nos côtes adhèrent si étroitement au roc, qu'il est presque impossible de les en détacher. D'autres animaux se créent un abri en creusant le rocher, problement grâce à l'action chimique de substances sécrétées (Pholades, Oursins).

La nature des fonds a une influence évidente sur la répartition des animaux littoraux, vertébrés aussi bien qu'invertébrés. Les fonds sableux, vaseux, caillouteux, les prairies d'algues, représentent autant de stations différentes, où la faune offre des *faciès* caractéristiques, suivant l'expression usitée.

Les grandes régions littorales. — Le domaine littoral n'est pas continu, comme le domaine pélagique. Les grands océans ont des barrières, franchissables grâce aux courants et aux stades larvaires, mais cependant sensibles. La température détermine des zones biologiques, mais la répartition des terres amène l'isolement et la spécialisation de certaines provinces. Comme pour le domaine pélagique, on doit distinguer une zone chaude et deux zones froides.

La zone chaude est caractérisée au point de vue biologique par la faible amplitude des variations thermiques et l'importance des variations de la salinité. Un certain nombre d'associations ou de faciès lui sont spéciaux, et mériteraient d'être étudiés en détail. Les côtes rocheuses et les baies sableuses ont des espèces de poissons et de mollusques très différents. Les estuaires des fleuves géants comme l'Amazone et les deltas, comme ceux du Mississipi et du Gange, sont le siège d'une faune adaptée à des variations saisonnales très marquées de la salinité, qui contribue au peuplement des rivières elles-mêmes par ses poissons, ses mammifères aquatiques et ses amphibiens (Dauphins remontant le Gange, Alligator du Mississipi, etc.).

Les palétuviers abritent une faune très riche, où les crustacés jouent un grand rôle, particulièrement les crabes décapodes, avec des poissons spéciaux, des vers. Les récifs coralliens offrent une série de types d'associations absolument spéciaux à la zone chaude. Nous avons déjà esquissé le tableau biologique des récifs vivants (4e partie, chap. XI). Aux espèces du Benthos mentionnées comme contribuant par leurs parties calcaires à l'édification du récif, il faut ajouter les organismes du Nekton qui présentent des adaptations mimétiques remarquables, notamment les poissons aux couleurs éclatantes, au corps couvert d'arêtes. D'après JORDAN [30], les lagunes des récifs coralliens ont une importance exceptionnelle dans

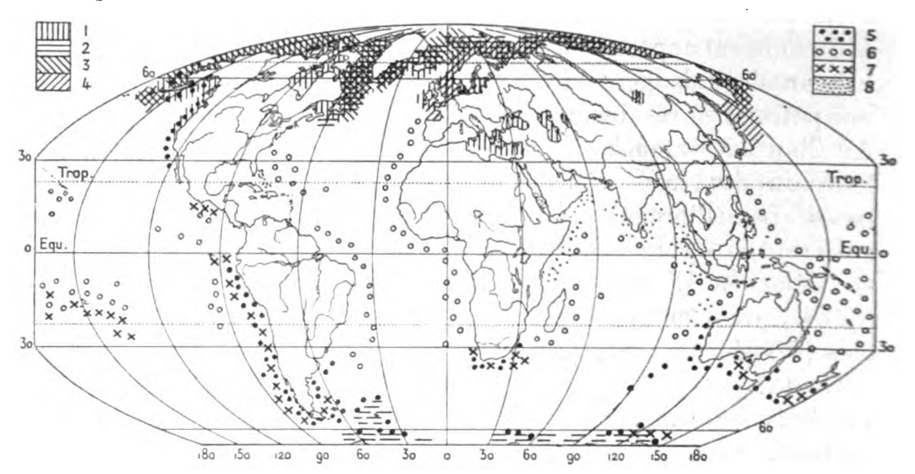


Fig. 369. — Répartition des Mammifères marins, d'après Trouessart et Marshall.

1, Phoques vrais; 2, Balénoptères; 3, Baleines franches; 4, Marsouins; 5, Otaries; 6, Cachalots; 7, Macrorhines; 8, Dugong. — On remarquera l'extension des Otaries dans le Pacifique, des Dugong dans l'Océan Indien, la présence des Balénoptères dans les eaux froides arctiques et antarctiques.

la biologie des mers tropicales; ce sont les cités de la vie des poissons, « the cities of fish economy ».

Au point de vue systématique, on doit remarquer l'ancienneté relative des types. La plupart des genres de poissons datent du tertiaire ancien. C'est ce qui explique la parenté de la faune littorale de part et d'autre du détroit de Panama, et les relations de la faune méditerranéenne avec celle du Japon [JORDAN, 30]. Les types de mammifères aquatiques spéciaux à la zone chaude sont relativement plus récents, la plupart probablement originaires de l'hémisphère Nord. Les Pélages, qu'on trouve à la fois dans la Méditerranée, l'Atlantique et le Golfe du Mexique (fig. 369), sont probablement le genre de Phoque le plus ancien. Les principaux centres de distribution de la faune littorale sont les mers bordières qui se trouvent actuellement à l'Est des deux grandes masses continentales : Mer des Antilles et mers Sud-Asiatiques.

Les deux zones littorales boréale et australe ont au point de vue biologique et systématique des caractères communs. Les ressemblances systématiques sont particulièrement remarquables pour les Mammifères marins, dont la répartition paraît surtout en rapport avec la distribution

des grands océans (fig. 369; voir spécialement la répartition des Otaries). On peut supposer que le refroidissement quaternaire s'est fait sentir dans les eaux équatoriales, qui ont cessé ainsi un moment de séparer biologiquement les deux zones froides.

Les ressemblances biologiques s'expliquent d'elles-mêmes. Les variations thermiques, qui atteignent leur maximum dans les latitudes moyennes déterminent, chez la plupart des organismes du Nekton, des migrations périodiques, dans le sens horizontal, vers les régions froides, mais de température plus constante (poissons, mammifères).

Chez les organismes du Benthos, la périodicité des phénomènes vitaux est très marquée. Le Plankton varie aussi suivant les saisons. Il est en moyenne plus abondant dans les hautes latitudes, particulièrement à la rencontre

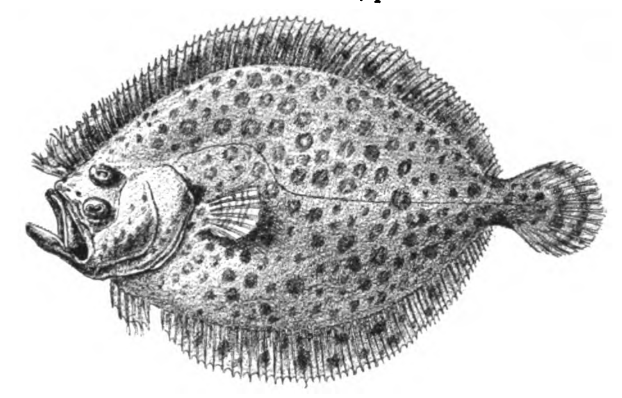


Fig. 370. — Barbue, type de poisson plat adapté à la vie sur les fonds sableux. La gueule et les yeux sont déplacés sur le côté gauche (face supérieure).

des courants de température différente, qui apportent chacun leur flore.

Dans les deux hémisphères, la zone polaire littorale représente un domaine absolument spécial, par suite du gel régulier de la surface de la mer. L'absence presque complète de toute végétation sur le continent fait que la vie même des habitants de la terre ferme, est conditionnée par celle qui se développe dans la mer (oiseaux, ours, cf. p. 857). Les mammifères aquatiques (Phoques vrais, Loutre marine) sont eux-mêmes des pêcheurs de la zone côtière.

En dehors de la limite des mers gelées, se montre une faune vraiment différente au point de vue biologique. C'est là que la périodicité de la vie est la plus marquée. Suivant les fonds, la nature des côtes, on trouve des associations ou faciès variés. Sur les fonds rocheux dominent les mollusques à coquille épaisse, lithophages ou incrustés au sol; les couleurs sont vives, les poissons sont des nageurs rapides. — Sur les fonds sableux et vaseux, on trouve des vers et des mollusques fouisseurs. Les couleurs sont grises, ternes, parfois noirâtres sur la vase. Parmi les poissons dominent les formes plates (Raie, Barbue, etc., v. fig. 370). Il y a même des poissons fouisseurs, à tête allongée. Les prairies d'algues sont les stations où la vie est la plus intense. La lutte pour la vie y détermine des adaptations mimétiques aux couleurs variées des plantes. L'étude de ces faciès offre aux zoologistes un champ illimité; elle pourrait faire l'objet de représentations cartogra-

phiques [PRUVOT, 28]; elle offre une utilité économique évidente pour l'exploitation de la mer (pêcherie, ostréiculture) [JOUBIN, 29].

Le domaine des eaux douces. — Par rapport au domaine marin, celui des eaux douces est très limité. Malgré la séparation des continents, des bassins fluviaux et lacustres, on constate une remarquable uniformité au point de vue systématique. Les conditions biologiques sont comparables à celles du domaine littoral, dont le domaine des eaux douces peut être envisagé comme la prolongation. On doit distinguer d'abord entre les eaux lacustres et fluviales.

Dans les lacs, on trouve, lorsqu'ils sont assez étendus, une série de zones analogues à celles des mers : *zones littorale* ou *limnétique, pélagique* et *abyssale* [LAMPERT, 32].

La zone littorale est celle où la vie est la plus riche et la plus variée. Sur la vase et dans les fourrés de roseaux, vivent un nombre incalculable de larves d'animaux aquatiques (poissons) ou terrestres (scarabées, libellules, mouches). Les poissons pélagiques y viennent chercher nourriture et abri. Les mêmes raisons déterminent les habitants de la terre ferme à fréquenter les bords de la zone littorale.

La zone pélagique est caractérisée par l'abondance du plankton, présentant des migrations verticales suivant les variations de la lumière et de la température. Le plankton végétal comprend, outre des algues spéciales dans chaque lac, des spores de plantes terrestres emportés par le vent. Le plankton animal comprend surtout des petits crustacés et des rotifères. Le nekton ne comprend guère que des poissons. Les phoques de la mer d'Aral et du lac Baïkal, les méduses des lacs Victoria et Tanganyika sont des formes qui éveillent l'hypothèse de lacs-reliquats (cf. 3e partie, chap. III).

La faune abyssale est rarement très développée. Elle comprend des mollusques (Limnées, *Pisidium*) à coquille très mince et de taille généralement réduite, des vers, des crustacés, des poissons carnassiers. Il y a parfois réduction ou disparition des yeux (Crustacés surtout : *Cyclops*, *Gammarus*).

L'extension plus ou moins grande de ces zones dépend de la forme des cuvettes lacustres, par suite de leur origine et de leur âge. La zone littorale existe seule dans la plupart des lacs alluviaux et des lacs de barrage. La zone limnétique et la zone pélagique ne sont représentées en général que dans les lacs tectoniques et les lacs glaciaires. L'extinction des lacs, soit pour des raisons climatiques, soit par suite du creusement et de l'alluvionnement (cf. p. 341), supprime successivement d'abord le district abyssal, puis le district limnétique.

Le régime thermique des lacs influe notablement sur leur faune. La distinction établie par Forel entre les lacs de type polaire, tempéré et équatorial (cf. 3e partie, chap. iv) a été adoptée par les zoologistes et correspond à des différences biologiques et systématiques importantes.

Dans les rivières, le domaine aquatique se restreint encore. Il est réduit à une zone étroite, allongée et ramifiée. La distinction des types œcologiques y devient plus délicate. Les conditions sont à peu près celles du domaine littoral lacustre, avec une agitation plus grande des eaux, des variations thermiques moins fortes, mais des variations de niveau beaucoup plus grandes, amenant une extension souvent considérable de la zone exondée. Les rapports avec la terre ferme sont encore plus évidents. Les ichtyologistes distinguent une faune des rivières de montagne et des rivières de plaines, — une faune des rivières de steppes et des rivières de régions humides. Les centres de dispersion ont été déterminés par la forme des continents et influencés par les changements des périodes géologiques. Il paraît donc logique d'envisager la faune des rivières en même temps que celle des pays qu'ils arrosent.

---

1. — Schmarda. Die geographische Verbreitung der Thiere. Wien, 1855. In-8°.
2. — Wallace (A. R.). The geographical distribution of animals. London, 1876. 2 vol. in-8°, xv + 503 et viii + 607 p.
3. — Allen (J. A.). Geographical distribution of the mammalia, considered in relation to the principal ontological regions of the earth and the law that govern the distribution of animal life. *Bul. U. S. Geol. and G. Surv. of the Territories*, IV, 1878, p. 313-378.
4. — Heilprin (A.). The geographical and geological distribution of animals. London, 1887; 2e éd. 1894, in-16, 435 p.
5. — Trouessart (E. L.). La géographie zoologique, Paris, 1890, in-12, 338 p.
6. — Beddard (Fr. E.). A textbook of Zoogeography. Cambridge, 1895. In-16, 246 p.
7. — Kobelt (W.). Studien zur Zoogeographie. Wiesbaden, 1897-98. 2 vol. in-8°, 334 et 368 p.
8. — Marshall (W.). Atlas der Tierverbreitung. Berghaus Physikalischer Atlas. Gotha, 1887. Abteil. VI (pl. 52-60).
9. — Jacobi (Arn.). Tiergeographie. Leipzig, 1904. In-16, 152 p., 2 pl.

10. — Pfeffer (G.). Versuch über die erdgeschichtliche Entwickelung der jetzigen Verbreitungsverhältnisse unserer Tierwelt. Hamburg, 1891. In-8°, 62 p.
11. — Milne Edwards (H.). Leçons sur la physiologie et l'anatomie comparée de l'homme et des animaux. Paris, 1857-81. 14 vol., in-8°.
12. — Semper (K.). Die natürlichen Existenzbedingungen der Tiere. Leipzig, 1880. 2 vol. in-12, 300 et 296 p.
13. — Dahl (Fr.). Kurze Anleitung zum wissenschaftlichen Sammeln und Konservieren von Tieren. Iena, 1908. 2te Aufl. in-8°, 143 p.

14. — WALTHER (J.). Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. I. Bionomie des Meeres. II. Die Lebensweise der Meerestiere. Iena, 1893. In-8°, 531 p.

15. — ORTMANN (A. E.). Grundzüge der marinen Tiergeographie, Anleitung zur Untersuchung der geographischen Verbreitung mariner Tieren mit besonderer Berücksichtigung der Dekapodenkrebse. Iena, 1896. In-8°, 96 p.

16. — REGNARD (P.). Recherches expérimentales sur les conditions physiques de la vie dans les eaux. Paris, 1891. In-8°, 502 p. 236 fig.

17. — OSBORN (R.). Aquatic adaptations in mammals. *Amer. Nat.*, XXXVII, 1903, p. 651-665.

18. — FRAAS (E.). Reptilien und Säugetiere in ihren Anpassungserscheinungen an das marine Leben. *Jber. Ver. Wurtemb.*, LVI, 1905, p. 347-386 (cf. KÜKENTHAL, Ueber die Anpassung der Säugethiere an das Leben im Wasser. *Zool. Jahrb.*, V, 1890).

19. — RACOVITZA (E. G.). Cétacés. *Résultats du Voyage du S. Y. Belgica. Rapports sc., Zoologie.* Bruxelles, 1903. In-4°, 142 p., 4 pl.

20. — *Ergebnisse der Plankton Expedition der Humboldtstiftung.* Leipzig, 1895 sq. 3 vol. in-4°. Voir spéc. : Fr. SCHUTT : Das Pflanzenleben der Hochsee, p. 242-314; et BRANDT : Ueber Anpassungserscheinungen und Art der Verbreitung von Hochseethieren, p. 338-370.

21. — CAULLERY (M.). Le Plankton. Vie et circulation océanique. *A. d. G.*, 1903, p. 1-12 et 97-108.

22. — OSTWALD (W.). Theoretische Planktonstudien. *Zool. Jahrb. Abt. Systematik.* XVIII, 1903, p. 1-62.

23. — PAVILLARD (J.). Recherches sur la flore pélagique (phytoplankton) de l'étang de Thau. Montpellier, 1905 (Thèse, Paris). In-8°, 116 p., 3 pl., 1 carte.

24. — OSTWALD (W.). Versuche über die Giftigkeit des Seewassers für Süsswasstiere (*Gammarus Pulex* de Geer). *Arch. f. gesammte Physiologie*, CVI, 1905, p. 568-598, 6 pl.

25. — FERRONIÈRE (G.). Études biologiques sur la faune supralittorale de la Loire-Inférieure. Thèse Paris, 1901, 442 p., 6 pl., 3 cartes.

26. — CHUN (C.). Aus den Tiefen des Weltmeeres. Iena, 1900. In-4°, 549 p., 2 c., 46 pl. (voir spéc. chap. XXII-XXIV, p. 471-523).

27. — CAULLERY (M.). Les yeux et l'adaptation au milieu chez les animaux abyssaux. *Rev. gén. Sc.*, XVI, p. 324-340.

28. — PRUVOT (G.). Essai sur les fonds et la faune de la Manche occidentale (côte de Bretagne), comparés à ceux du Golfe du Lion. *Arch. Zool. Expériment.*, (3), V, p. 511-616.

29. — JOUBIN (L.). La carte des mollusques comestibles des côtes de France. *A. d. G.*, XVII, 1908, p. 197-204, 1 carte.

30. — JORDAN. A guide to the studie of fishes. Westminster, 1909. 2 vol. in-4°. V. spéc. tome I, 624 p., 393 fig.

31. — GÜNTHER (R. T.). Introduction to the study of fishes. Edinburgh, 1880.

32. — LAMPERT (K.). Das Leben der Binnengewässer. Leipzig, 1899. In-8, 591 p.

33. — MICHAELSEN. Die geographische Verbreitung der Oligocheten. Hamburg, 1900. In-8°, 180 p., 11 c.

34. — PELSEENER. L'origine des animaux d'eau douce. *Bul. Ac. R. Belge, Cl. Sc.*, 1905, n° 12, p. 699-741 (cf. SOLLAS, On the origin of the fresh water faunas, *Trans. R. Dublin Soc. Nat. Sc.*, III, 1884, p. 87-118).

35. — JOUBIN (L.). Carte des bancs et récifs de coraux (madrépores), 5 feuilles, 1 : 10.000.000. Paris, 1912.

CHAPITRE V

ZOOGÉOGRAPHIE. — LES FAUNES TERRESTRES

Le domaine biologique continental. Les barrières. — Le domaine aquatique, particulièrement le domaine maritime, peut être considéré comme continu. Il ne présente pas de barrières absolument infranchissables. Au contraire, le domaine continental est essentiellement discontinu. L'expansion des organismes terrestres est arrêtée par les surfaces maritimes, beaucoup plus étendues que les surfaces continentales. La possibilité de franchir cette barrière n'existe que pour un petit nombre d'espèces, et à condition que la distance soit réduite. Le tigre peut traverser à la nage un détroit. Des insectes peuvent être emportés par le vent; les œufs ou kystes de certaines espèces peuvent avoir le même sort. Mais les masses continentales séparées par de grandes étendues de mer représentent des centres de peuplement indépendants. Pour la faune terrestre comme pour la flore, l'hémisphère sud est celui où la spécialisation est la plus marquée et où se trouvent les formes les plus archaïques. Tout ce qui a été dit plus haut (ch. I) sur les conséquences des changements du dessin géographique au cours des périodes géologiques, le rôle des migrations et de l'isolement s'applique particulièrement au domaine continental; et l'on comprend que la zoogéographie, telle que l'entendaient Wallace et ses successeurs immédiats, s'occupant uniquement des Mammifères et des groupes continentaux les plus élevés en organisation, ait fait porter tous ses efforts sur l'étude de ces événements.

Mais les océans ne sont pas les seules barrières qui limitent l'expansion des animaux continentaux. Le relief du sol fait surgir des îlots de climat et de végétation spéciaux, qui représentent, pour la plupart des espèces, des barrières, moins absolues sans doute que les océans, mais difficilement franchissables. Nous savons

que les montagnes n'ont pas toujours existé telles que nous les voyons; ainsi s'explique que leur rôle de barrière n'apparaisse pas dans la répartition de certaines formes relativement anciennes, comme les mollusques terrestres [Kobelt, 14]. D'autre part, elles peuvent servir de refuge à certaines espèces et constituent ainsi des centres de développement en apparence autonomes. Ce rôle est particulièrement important lorsque l'élévation du sol coïncide avec l'extension du climat steppique (Asie centrale).

En somme, on peut dire que seul l'océan représente une barrière absolue. Toutes les influences physiques et organiques qui se font sentir dans le domaine continental doivent être envisagées moins comme des barrières que comme des facteurs de différenciation biologique.

Influences thermiques. — La température est beaucoup plus variable dans le domaine terrestre que dans le domaine aquatique. Elle exerce sur les organismes une influence incontestable, mais dont les caractères généraux sont difficiles à préciser. L'essai de Merriam [1] pour appliquer à la zoographie le principe de l'intégrale de température, déjà d'un usage bien délicat en phytogéographie (cf. chap. II), est resté une tentative isolée et qui répond à une conception trop simple de l'action de la température sur les organismes. Il semble que les animaux continentaux soient, de même que les animaux marins, plus sensibles aux variations qu'à la valeur absolue de la température. Nous en faisons nous-mêmes l'expérience chaque année : les premiers froids de l'hiver, les premières chaleurs de l'été nous impressionnent plus que les mêmes températures au cours de la saison. La pratique de l'élevage des animaux domestiques est fertile en enseignements du même genre. L'acclimatation paraît possible pour les animaux tropicaux dans les pays froids à variations faibles, comme en témoignent les succès obtenus dans les jardins zoologiques de l'Europe océanique. La distinction en animaux eurythermes et sténothermes peut donc être étendue à la faune terrestre. L'eurythermie est toujours plus accentuée que dans le domaine aquatique.

Une distinction aussi importante est celle des animaux *à sang froid* et *à sang chaud*. Ces derniers dominent dans le domaine continental et sont particulièrement eurythermes. Pour maintenir leur température constante, ils disposent de moyens variés : le corps se couvre de poils qui empêchent la déperdition de calorique. En général, les animaux à fourrures sont habitants de la zone tempérée ou froide; les poils sont notablement plus courts dans les pays

chauds et océaniques, plus longs dans les climats froids et continentaux. Le tigre de Mandchourie est, de tous les grands fauves, celui dont la fourrure est la plus épaisse. Parmi les ruminants, le Yak du Tibet (fig. 371) et le bœuf musqué de la zone arctique sont les exemples les plus frappants de la même adaptation. Le développement de graisse sert aussi de protection contre le froid et assure une réserve alimentaire, utilisée l'hiver.

Les animaux à sang froid présentent des degrés variés de sténothermie. En général, ils sont plus strictement limités par les conditions du climat. Mais il n'y a pas de zéro spécifique fixe, même pour les espèces les plus sensibles. Chez les Insectes étudiés par Bakhmetiev [2], la mort survient lorsqu'il y a abaissement brusque après une élévation de température. Le passage des formes larvaires aux formes parfaites donne des types aberrants de papillons, aussi bien dans le cas de hautes températures que dans celui de froids exceptionnels [Fischer, 3].



Fig. 371. — Yak du Tibet, d'après Kobelt.

Type d'adaptation au froid par épaississement de la fourrure. Noter le mode d'insertion des poils en touffes serrées.

Périodicité biologique due aux variations thermiques. — Les variations de la température déterminent une périodicité biologique très marquée, qui change les caractères de la faune autant que ceux de la flore.

Chez les animaux à sang froid, il y a tendance à accomplir le cycle vital pendant la saison chaude, l'espèce se perpétuant par des formes à vie ralentie, œufs ou kystes. Chez les Invertébrés, la plu-

part des espèces sont annuelles. Leur disparition pendant la saison froide représente, pour beaucoup de Vertébrés dont ils sont la nourriture (Oiseaux, Reptiles, Insectivores), une forme de famine, déterminant, beaucoup plus que l'abaissement de la température, le sommeil hivernal ou l'émigration. Certains Insectes développent deux formes différentes suivant la saison (papillons du genre *Vanessa*).

Parmi les Vertébrés, tous les animaux à sang froid sont susceptibles de passer la saison froide dans un état de vie ralentie, qui ressemble à un sommeil profond. L'animal est privé de sensibilité, sa température est celle du milieu, mais il se protège contre le refroidissement par tous les moyens : les serpents, les lézards s'enroulent et se tapissent dans les fentes de rochers. Les Invertébrés sont presque tous soumis à l'hibernation. Parmi les Mollusques, les Hélicidés ferment leur coquille par un opercule calcaire, ou *épiphragme*.

La température qui détermine le sommeil hivernal semble assez constante, pour une même espèce, dans un même climat. Mais nous manquons d'indications à ce sujet. D'après SEMPER [12 a], les Amphibiens de l'Europe centrale ne s'endorment que lorsque la température approche du point de congélation, tandis qu'à Cuba ils sont sensibles à des températures supérieures à 10°. *Helix pomatia* rejette son *épiphragme* à partir de 10 à 12°. Il est probable que le sommeil est déterminé en grande partie par l'absence de nourriture.

Les animaux à sang chaud montrent une grande souplesse d'adaptation aux variations thermiques. Les animaux à fourrures allongent et épaississent leurs poils au début de la saison froide et s'en défont au début de la saison chaude. Les oiseaux changent également de plumage (mue). Chez certaines espèces, la couleur change complètement; ainsi le Lagopède alpin (*Lagopus mutus*) revêt en hiver une livrée blanche (fig. 372). La difficulté d'entretenir sa température n'est pas le seul péril pour l'animal à sang chaud pendant la saison froide; l'absence de nourriture animale ou végétale le force souvent soit à émigrer, soit à se transformer temporairement en animal à sang froid, en tombant dans un sommeil profond. L'émigration vers des pays chauds offrant encore des provisions de nourriture est surtout usitée chez les oiseaux (v. plus loin). Mais il y a aussi des migrations de Mammifères dans la zone arctique (Rennes).

Le sommeil hivernal des animaux à sang chaud a vivement excité l'intérêt des physiologistes [4, 5].

Les vrais hivernants n'existent que parmi les Insectivores, les Cheiroptères (chauves-souris) et les Rongeurs. L'ours, l'écureuil seraient, d'après DUBOIS [5], de faux hivernants conservant leur température propre. Les

vrais hivernants ne sont pas eux-mêmes rigoureusement assimilables aux animaux à sang froid. Leur température d'hibernation, tout en étant très inférieure à celle de leur état normal, est généralement un peu supérieure à celle du milieu. Ils se protègent d'ailleurs contre les variations en se cachant dans des retraites souterraines, où ils sont roulés en boule. Mais si la température approche du point de congélation, ils se réveillent et reprennent leur vie normale; la mort survient s'ils ne peuvent réagir.

Dubois [5] a étudié expérimentalement sur la marmotte les conditions de la vie hivernale. L'animal est dans un état de vie ralentie très caractérisé; sa circulation est très lente et paraît même stationnaire dans certains vaisseaux; la respiration est également très ralentie, la consommation d'oxygène est de 30 à 40 fois inférieure à celle qui a lieu à l'état de veille. La température est en moyenne de 10° et ne peut s'abaisser au-dessous de

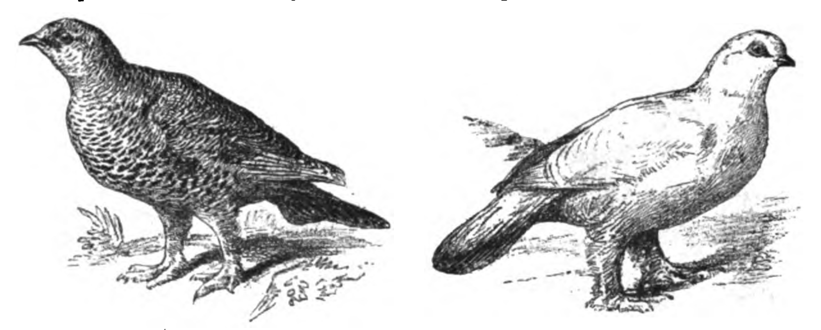


Fig. 372. — Le Lagopède alpin (*Lagopus mutus*), type d'oiseau à plumage différent suivant la saison.

A gauche, plumage d'été, bigarré comme celui de la perdrix. — A droite plumage d'hiver, blanc comme celui des poules de neige polaires (remarquer en outre l'épaississement du duvet spécialement sur les pattes).

4° à 5°. La combustion se fait aux dépens des corps gras. La perte de poids est égale pendant les 160 jours de sommeil à celle qui se produirait en 12 jours de jeûne absolu pendant la veille. Les animaux hivernants doivent manger énormément pendant la belle saison pour accumuler des provisions de graisse.

Influence de l'humidité et de la lumière. — Les variations de l'humidité sont moins directement sensibles aux animaux terrestres qu'aux plantes. Elles déterminent cependant une périodicité biologique aussi marquée que les variations thermiques. Dans les climats à saison sèche (climats méditerranéens et tropicaux) un grand nombre d'invertébrés sont annuels, l'animal adulte n'existe que pendant la saison humide, les œufs ou kystes sont capables de supporter la sécheresse la plus grande, et cela pendant plusieurs années [Semper, 12 *a*].

Il y a aussi une forme de vie ralentie ressemblant au sommeil hivernal, utilisée par un grand nombre d'animaux des pays chauds : Mollusques, Insectes, Poissons, Amphibiens, Reptiles, Rongeurs. Certaines Limaces s'enfoncent dans le sol, se collent étroitement contre les pierres, les Helix ferment leur coquille par un ou plusieurs épiphragmes isolant l'animal du milieu extérieur. Certains poissons s'enfouissent dans la vase (*Protopterus*

africain). Le Tanrec, insectivore spécial à Madagascar, dort pendant toute la saison sèche comme notre marmotte pendant l'hiver. Les conditions du sommeil estival n'ont malheureusement pas été étudiées.

L'influence de la lumière mérite aussi d'être notée. Pour un grand nombre d'animaux, la période d'activité est la nuit, soit qu'ils s'y croient plus à l'abri contre leurs ennemis, soit qu'ils se nourrissent d'animaux nocturnes. La vie nocturne est très répandue dans les pays chauds à forte variation thermique diurne. Elle est presque générale chez les Rongeurs de steppe, chez les Cheiroptères, très commune chez les Amphibiens de la zone tempérée, chez un grand nombre de Félins des pays chauds. L'organe visuel est modifié en conséquence. L'ouverture de la pupille en forme de

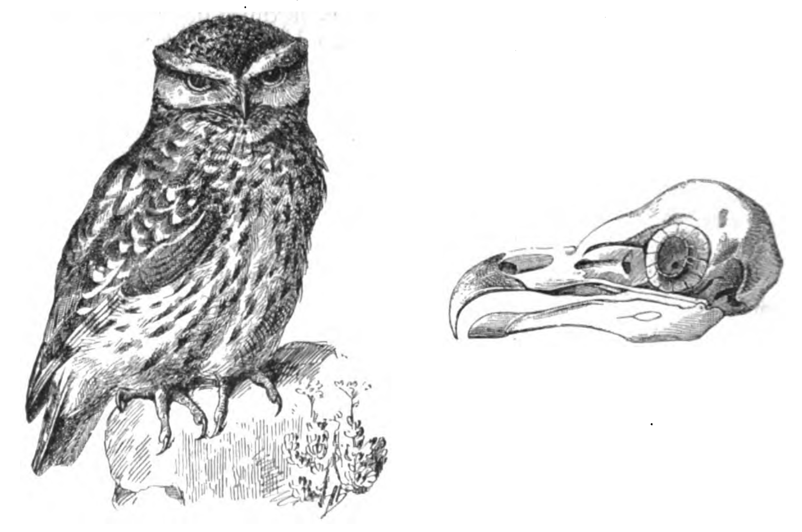


Fig. 373. — La Chouette chevêche, type de rapace nocturne.

Adaptation de l'œil à la vision exclusivement nocturne. — A côté à droite, crâne avec l'anneau osseux de la sclérotique.

fente largement dilatable s'observe chez les animaux partiellement diurnes (Félins), tandis que les vrais nocturnes ont un œil fixe, à large pupille, sans paupière (Lémuriens, fig. 400), parfois même avec anneau osseux modifié (Effraie, Chouette, fig. 373).

Chez les animaux fouisseurs, qui habitent constamment des terriers, la régression des yeux est commune. L'œil de la taupe est rudimentaire et caché sous une peau épaisse. L'animal est pratiquement aveugle. Chez les habitants des cavernes, il y a également atrophie soit du nerf optique, soit de tout l'appareil visuel.

Influence de la nourriture. — La nutrition a une importance très grande dans le domaine continental. Les animaux à sang chaud en particulier sont obligés pour maintenir leur température de renouveler constamment leur provision de combustible organique. Les animaux à sang froid sont moins directement esclaves de la nourri-

ture; ils peuvent supporter facilement des jeûnes de plusieurs semaines. Certaines formes d'Insectes passent toute leur vie adulte sans se nourrir. C'est la nécessité de l'alimentation qui crée surtout chez les animaux à sang chaud la dépendance du milieu. La distinction entre herbivores et carnivores sépare, dans tous les groupes systématiques, des êtres adaptés à des conditions de vie différentes.

Les membres et les organes sont adaptés aux conditions d'alimentation

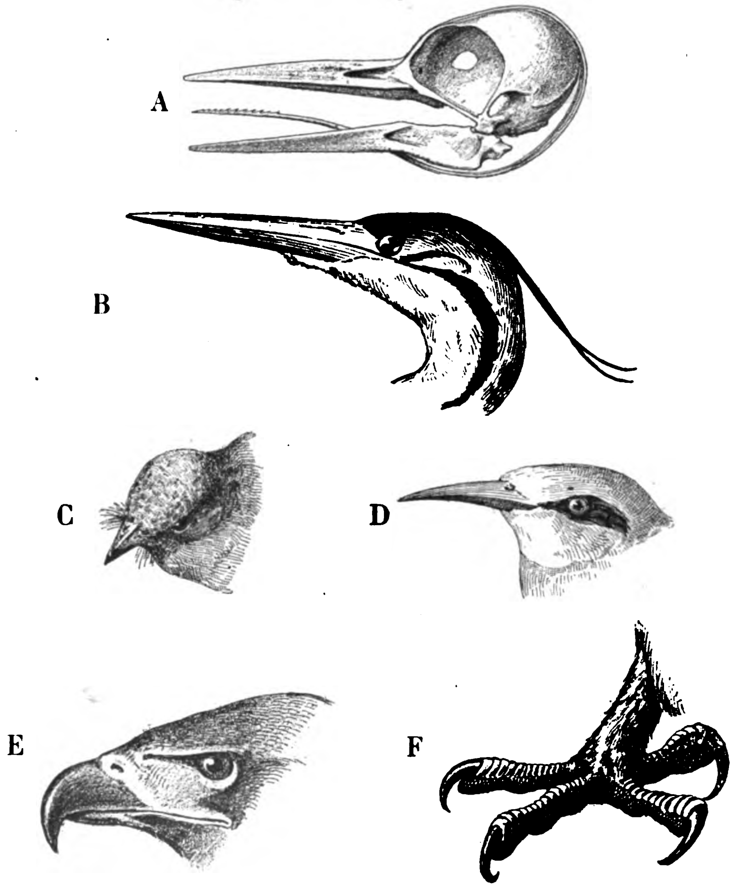


Fig. 374. — Adaptations à la nourriture chez les oiseaux.

A. Crâne de pic (insectivore) montrant la langue barbelée qui sert à extraire les insectes et vers du bois. — B. Tête de Héron cendré, type de pêcheur. — C. Tête de Gobe-Mouche. — D. Tête de Guêpier. — E. Tête d'aigle fauve montrant le bec des rapaces. — F. Serre d'aigle fauve montrant l'armature des griffes.

aussi bien chez les Oiseaux que chez les Mammifères. Parmi ces derniers, on sait que la mâchoire et le tube digestif diffèrent profondément chez les

Carnassiers, les Herbivores proprement dits et les Rongeurs. Parmi les Oiseaux, le bec et les pattes sont également différents suivant la nourriture (fig. 374). Le tube digestif lui-même est influencé. L'expérience et l'observation ont montré que l'alimentation carnivore et l'alimentation granivore le modifient chez certaines espèces de Mouettes (*Larus*), se nourrissant suivant la saison de poissons ou de grains [SEMPER, 12 *a*].

Directement ou indirectement, l'alimentation animale utilise la végétation. Chez les herbivores cette utilisation est directe, chez les carnivores elle est indirecte, et par suite beaucoup plus incomplète. La même surface semble donc *a priori* pouvoir nourrir un



Fig. 375. — Tamanoir (*Tamandua tetradactyla*), fourmilier de l'Amérique du Sud, d'après Brehm.
Type d'Édenté insectivore.

plus grand nombre d'herbivores que de carnivores. Pour les animaux à sang chaud, qui dépensent beaucoup, les faits confirment cette déduction. Les espèces herbivores sont toujours représentées par un plus grand nombre d'individus, vivant en commun : grands troupeaux d'antilopes des savanes tropicales, cités des rongeurs de steppe. Les carnivores au contraire vivent en couples ou chassent en troupes très réduites (loups).

L'alimentation carnivore détermine des formes biologiques beaucoup plus variées que l'alimentation herbivore, suivant la nature de la proie. Il nous suffira de citer quelques exemples de spécialisation. Les Édentés insectivores avec leur denture rudimentaire, leur longue langue, leur museau allongé, leurs pattes à longues griffes, nous offrent un type remarquable (Fourmilier, fig. 375), dont on retrouve l'équivalent dans la classe des Monotrèmes (Échidné). Parmi les Oiseaux, les mangeurs de poissons, les chasseurs d'insectes,

les rapaces représentent des types différents par les formes du bec et des pattes (fig. 374).

L'importance géographique de l'alimentation carnivore ressort aussi de la corrélation étroite qu'elle établit entre des espèces appartenant à des groupes très différents. Les associations animales les mieux caractérisées résultent de semblables connexions. Les Invertébrés en forment généralement le substratum. Les Lacertiens se nourrissant d'Insectes jouent un grand rôle dans l'alimentation des animaux supérieurs des régions subdésertiques. Les petits Rongeurs sont la nourriture principale d'un grand nombre de Mammifères et d'Oiseaux dans les steppes. Sans eux, toute vie carnassière serait à peu près impossible dans la toundra arctique. Les observations de ce genre ne sont pas rares dans les ouvrages spéciaux; il y aurait intérêt à les classer et à en tirer parti pour la définition des associations caractéristiques.

Terricoles, aéricoles, aquicoles, cavernicoles. — La variété des conditions physiques et biologiques du domaine continental est, comme on le voit, égale à celle du domaine aquatique. Les biologistes ne semblent pas cependant s'être préoccupés d'y distinguer des types d'habitats analogues au Plankton, au Benthos et au Nekton. La nomenclature établie par Dahl dans son *Introduction à la récolte scientifique des animaux* [13 *a*] est le seul essai qui nous soit connu; elle est trop compliquée pour pouvoir être exposée ici. Le domaine des cavernes est le seul pour lequel on ait proposé un nom correct et commode : *faune cavernicole*. C'est sur ce modèle que nous proposons de former des termes semblables.

Une grande partie de la faune continentale est strictement liée au sol. C'est la *faune terricole*. Elle comprend des animaux se déplaçant plus ou moins rapidement à la surface du sol, ce sont les *Terricoles de surface* ou *épigées*; et des animaux vivant d'une façon plus ou moins exclusive à l'intérieur du sol, ce sont les *Terricoles souterrains* ou *hypogées*[1]. D'autres animaux ont la faculté de s'élever dans les airs et d'y rester plus ou moins longtemps. Ce sont les *Aéricoles*. D'autres enfin vivent d'une façon plus ou moins continue au bord, à la surface ou même à l'intérieur des eaux continentales : ce sont les *Aquicoles*.

Il est à peine besoin d'envisager les conditions d'existence des

1. Les entomologistes emploient les termes de faune *épigée* et *hypogée*. A ce dernier, Racovitza [7] propose de substituer celui d'*endogée*. Ces termes ont l'inconvénient d'être trop restrictifs, les conditions de l'habitat continental sont rarement exclusives de la fréquentation de domaines différents. En outre, il y a inconvénient à employer une nomenclature mi-latine et mi-grecque.

Terricoles de surface. Mais la vie des Terricoles souterrains présente des traits assez particuliers. Il y a là un domaine biologique aussi spécialisé au point de vue systématique qu'au point de vue biologique. Les Invertébrés en forment le principal contingent. Les Insectes et les Vers y sont partout prépondérants, soit à l'état adulte, soit sous leur forme larvaire. Dans les contrées chaudes, la vie du sol est vraiment extraordinaire. Des vers géants atteignant jusqu'à 1 m. 50 de longueur édifient de véritables constructions étudiées par DARWIN [8]. Les fourmis bâtissent de véritables édifices (Termites). Des Amphibiens vermiformes (Cécilies) contribuent aussi à la formation de la terre arable (fig. 376). Dans la zone tempérée, ce rôle n'est

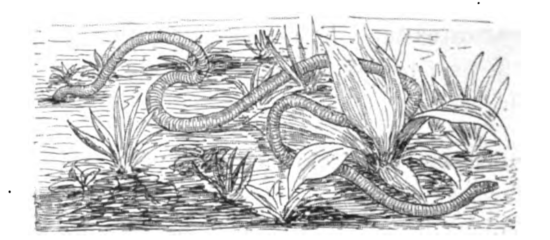


Fig. 376. — Cécilie lombricoïde du Brésil. d'après Brehm.
Type d'Amphibien terricole.

guère tenu que par les Oligochètes (Lombrics), mais un grand nombre de larves d'insectes peuplent aussi le sous-sol. Les Invertébrés terricoles forment le substratum biologique de la plupart des associations animales des zones chaudes et tempérées.

Chez les Vertébrés, la vie terricole détermine des adaptations très particulières, étudiées spécialement chez les Mammifères [SHIMER, 9].

Ce sont en général des animaux de petite taille. Cependant leurs dimensions sont encore assez grandes pour les obliger à se ménager des habitations spéciales en creusant le sol. Ce sont donc tous des fouisseurs. Le corps s'effile chez un grand nombre de ces animaux, les membres sont courts et vigoureux, les pattes de devant sont spécialisées pour creuser rapidement, celles de derrière pour rejeter la terre (fig. 377). La queue est courte, parfois rudimentaire. Le crâne est subconique, les incisives très fortes et rejetées en avant (fig. 382). La vie souterraine amène une dégénérescence des yeux, très petits chez les *Geomydæ* américains, réduits à des points noirs chez le *Spalax typhlus*, recouverts de peau chez la taupe. L'oreille externe tend à disparaître; elle manque chez la taupe, le *Chrysochlorys* sud-africain, le *Notoryctes*. La plupart des fouisseurs sont des animaux nocturnes. Leur nourriture, consistant en Invertébrés terricoles et en racines, les cantonne surtout dans les régions ouvertes en dehors des zones forestières. Ils sont souvent hivernants. Quelques-uns sont cependant carnivores; quelques-uns adaptés à la vie semi-aquatique (Castor, fig. 382; Loutre, fig. 383).

C'est chez les Amphibiens et les Sauriens qu'on trouve les adaptations les plus étroites à la vie souterraine. La forme du corps se rapproche de celle d'un ver chez les Cécilies tropicales (fig. 376) et les Amphisbénidés.

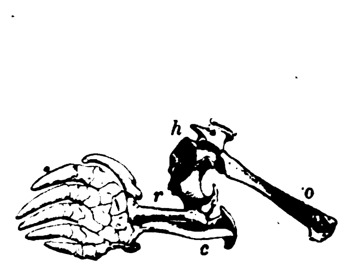




Fig. 377. — Squelette des pattes antérieure (gauche) et postérieure (droite) de la Taupe.
Exemple des modifications entraînées par la vie de Terricole souterrain fouisseur : *o*, omoplate; *h*, humérus; *c*, cubitus; *r*, radius. — *a*, tibia et péroné soudés; *b*, bassin; *f*, fémur; *p*, pied.

Les *Cavernicoles* peuvent être rattachés aux terricoles souterrains. Il semble cependant plus naturel de faire une place à part aux animaux

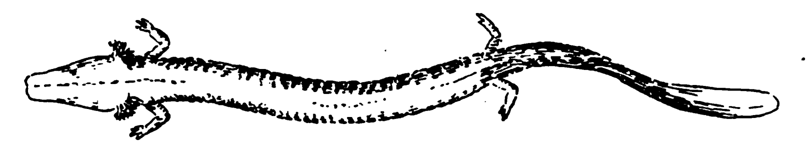


Fig. 378. — Le Protée aveugle.
Type de Cavernicole aquatique (absence d'yeux, décoloration de la peau).

habitant constamment des cavités naturelles plus ou moins spacieuses et rigoureusement adaptés à ce milieu spécial, dont les conditions ont été analysées par Racovitza [7].

La température y est relativement constante, l'humidité très grande, l'eau pouvant même envahir plus ou moins complètement l'espace habitable. La lumière fait défaut et avec elle la végétation. Il y a quelque analogie avec les conditions du domaine abyssal. La majorité des cavernicoles présentent une dégénérescence plus ou moins complète de l'appareil oculaire, signalée depuis longtemps chez le Protée aveugle de la grotte d'Adelsberg (fig. 378). Viré [6] a montré qu'un an de séjour dans l'obscurité suffit à amener une dissociation des rétinules chez *Gammarus fluvialis*. Les organes du tact se développent, s'allongent à l'extrême comme chez les animaux abyssaux (fig. 379). Les organes enregistreurs de vibrations ont une sensibilité toute particulière, favorisée par la tranquillité de l'air et de l'eau. L'absence de lumière a encore comme conséquence une décoloration assez générale (Protée).

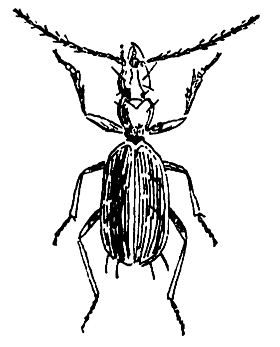


Fig. 379. — Anophthalme de Schmidt, d'après Brehm.
Type d'insecte cavernicole (grand développement des palpes).

Le cavernicole est en général très sensible aux variations de température et

d'humidité, mais l'état hygrométrique est presque toujours très élevé, en sorte que des animaux aquatiques peuvent résister au desséchement complet des flaques d'eau où ils vivent. Le nombre des espèces cavernicoles est relativement restreint; les Crustacés et les Insectes en forment le principal contingent. L'étude de la faune des cavernes n'est encore qu'à son début et soulève un grand nombre de problèmes encore non résolus.

Les aéricoles. Migrations des oiseaux. — Si l'air ne représente pas un domaine d'habitation spécial, la faculté d'y chercher leur nourriture et de le parcourir dans les trois dimensions de l'espace donne aux animaux aéricoles une réelle originalité biologique. Les Insectes sont les seuls Invertébrés aéricoles. Mais leurs facultés de vol sont généralement limitées et leur vie larvaire, qui est terricole,



Fig. 380. — Chauve-souris (Grand Fer-à-Cheval), une aile déployée.
a, membrane aliforme; *b*, membrane interfémorale; *c*, pouce.

est souvent beaucoup plus prolongée que leur vie aérienne. Parmi les Mammifères, toute la classe des Cheiroptères est adaptée au vol au moyen de membranes joignant au corps et aux pattes postérieures les phalanges, très allongées, de la main (fig. 380). La suspension par les pattes de derrière, la tête en bas, est le mode de repos usité chez les chauves-souris, qui sont hivernantes dans les climats tempérés.

Les Oiseaux sont par excellence les vrais aéricoles. Toute leur organisation est faite en vue du vol. Il est inutile d'y insister, car on la trouve décrite dans les traités de Zoologie systématique.

Rappelons seulement la légèreté des os à vides pneumatiques, celle des plumes, la réduction des membres postérieurs, qui servent en cas de repos à la sustentation normale. Le développement extraordinaire des muscles moteurs des ailes amène la transformation du sternum, prolongé en avant par une lame osseuse (*bréchet*), qui sert à l'insertion de ces muscles, et est d'autant plus proéminente que le vol est plus puissant et le poids de l'oiseau plus considérable. Ces caractères tendent à disparaître chez les espèces

qui volent peu ou pas et se transforment en terricoles de surface. Les os sont plus lourds, le sternum dépourvu de bréchet, les ailes réduites, les pattes exceptionnellement fortes et adaptées à la marche par disparition du pouce chez les Coureurs (Autruche, Nandou, Casoar). La régression des ailes est moins accentuée en général chez les Palmipèdes, qui sont tous des aquicoles plus ou moins caractérisés, sauf chez les Plongeurs, habitants des contrées froides.

Les Oiseaux sont de tous les êtres organisés ceux qui sont capables du déplacement le plus rapide. Les évaluations du maximum de vitesse sont assez contradictoires, mais il est certain que les trains express sont dépassés par le vol des oiseaux migrateurs. Les gardiens de phare recueillent souvent des oiseaux tombés le crâne fracassé contre la lanterne. Une vitesse de 100 kilomètres à l'heure peut être soutenue pendant une journée entière. De cette puissance de déplacement résulte un fait capital : pour les aéricoles et spécialement les Oiseaux, la discontinuité du domaine biologique continental est abolie. Les barrières insurmontables pour les autres animaux, mers, montagnes, n'existent pas pour eux. Seuls les grands océans peuvent être considérés comme pratiquement infranchissables. Les changements de climat et de flore peuvent aussi être relativement négligés, grâce à la possibilité de changer de zone suivant la saison. Il en résulte que la répartition géographique des Oiseaux est liée à la forme des grandes masses continentales actuelles, beaucoup plus qu'au détail du dessin géographique et à ses changements au cours des périodes géologiques. Aussi les divisions zoogéographiques fondées sur l'étude de ce groupe sont-elles, malgré la faveur que leur ont accordée Sclater et Wallace, aussi mauvaises pour ceux qui sont préoccupés de l'évolution du monde animal que pour ceux qui s'intéressent particulièrement aux conditions biologiques actuelles.

Les migrations des Oiseaux ont fait l'objet d'études intéressantes [GRAESER, 12]. Une association internationale a été fondée en 1886 pour observer tous les faits qui s'y rattachent. Les oiseaux ne sont pas tous migrateurs. Un grand nombre d'habitants des régions polaires et de la zone chaude sont sédentaires. La proportion des émigrants est plus forte dans la zone tempérée. La nécessité de chercher ailleurs une nourriture que l'hiver ou la saison sèche rendent plus rare est la cause du départ pour les espèces qui émigrent vers la zone chaude. Pour celles qui s'arrêtent à la région subtropicale, le retour en été vers les pays septentrionaux est déterminé par le souci de la progéniture, la reproduction ayant lieu dans les pays du Nord [KOBELT, 14]. Les voies suivies sont nettement déterminées dans les régions de relief accentué (Alpes), mais s'étalent largement dans les régions de plaines basses, surtout au bord des mers. Les grandes vallées fluviales sont surtout suivies : Danube, Rhin et Rhône en Europe, Mississipi en Amérique.

Il y a des carrefours particulièrement fréquentés, qui sont surtout les deltas et les détroits : delta du Danube, du Nil, du Pô, Bosphore, etc.

Les migrations des oiseaux introduisent dans tous les climats une périodicité biologique très marquée, dont la Zoogéographie doit tenir compte.

Les Aquicoles. — La fréquentation plus ou moins exclusive des eaux continentales détermine dans tous les groupes zoologiques des adaptations spéciales. La richesse de la faune aquicole est extraordinaire dans les pays chauds et subtropicaux; elle est même encore très grande dans la zone tempérée. Elle s'explique par l'abondante nourriture qu'offrent les Invertébrés dans la zone périodiquement inondée, aussi bien sur les rives des lacs qu'au bord des cours d'eau ou des étangs. La pêche elle-même attire un grand nombre d'Oiseaux et de Mammifères. Parmi les Reptiles, les Batraciens sont spécialement organisés pour la vie aquicole, n'excluant nullement la poursuite de proies ou la recherche de nourriture végétale sur la terre ferme. Il en est de



Fig. 381. — Flamant.
Type d'aquicole échassier.

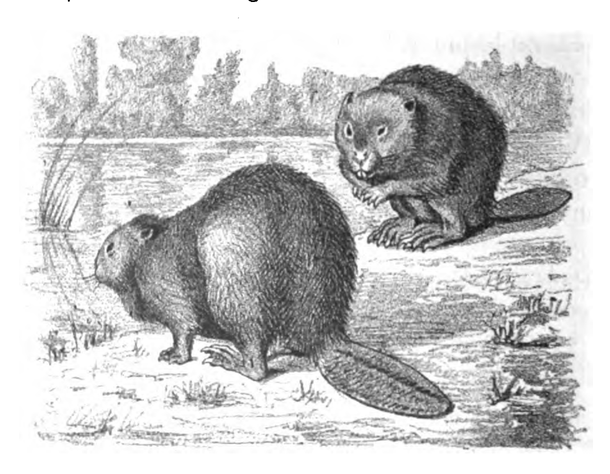


Fig. 382. — Castors, types de Rongeurs aquicoles.

Pattes de fouisseur, celles de derrière palmées; denture de rongeur caractéristique oreille externe réduite ; queue aplatie en forme de nageoire.

même des Crocodiliens, des Lacertiens et de divers Serpents. Les Mammifères et les Oiseaux sont obligés à des adaptations spéciales.

Chez les Oiseaux, deux formes principales se présentent, celle des Échassiers et celle des Palmipèdes. Les premiers ont des pattes allongées qui leur permettent de s'avancer dans les eaux peu profondes (ex. Flamant, fig. 381, Héron, Grue, Cigogne). Chez les



Fig. 383. — La Loutre.

Mammifère aquicole pêcheur, vivant en grande partie sur la terre ferme. Pattes peu modifiées.

seconds, les doigts sont réunis par une membrane qui permet à la patte de jouer le rôle de nageoire; l'animal peut ainsi s'avancer très loin des terres à la surface de l'eau (Canard, Cygne, Pélican). Le bec est modifié suivant que la nourriture consiste surtout en poissons,

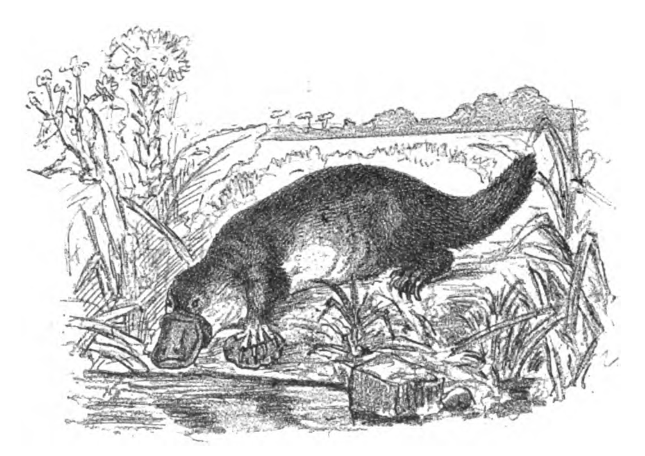


Fig. 384. — Ornithorynque à bec de canard (*Ornithorynchus anatina*), d'après Brehm.

Monotrème australien aquicole.

ou en vers, larves et insectes vivant dans la vase : bec allongé de la Grue et de la Cigogne, bec en forme de spatule chez la Spatule blanche, bec recourbé de l'Avocette, poche permettant de loger le poisson avalé rapidement chez le Cormoran.

Les Mammifères aquicoles sont moins nettement différenciés. La

plupart sont des Insectivores ou des Rongeurs. Tous ont une fourrure très épaisse impénétrable à l'eau. Les pattes sont plus ou moins adaptées à la natation suivant que la vie est plus ou moins strictement aquatique. Chez le Desman et le Castor (fig. 382), les pattes de derrière sont palmées comme celles des oiseaux nageurs. Chez *Crossopus fodiens*, des touffes épaisses de poils interdigitaux remplacent la membrane. Chez la Loutre, qui vit de poisson et passe longtemps à terre, les pattes diffèrent à peine de celles des Martres qui représentent l'espèce la plus voisine (fig. 383). Les Monotrèmes offrent en Australie un type archaïque très curieux de mammifère aquatique, l'Ornithorynque à bec de canard, à pattes de devant largement palmées, tandis que celles de derrière sont restées des pattes de fouisseur (fig. 384). Un seul ongulé est adapté à la vie aquatique dans les régions chaudes, c'est l'hippopotame, dont le cuir épais est impénétrable à l'eau, et dont la tête présente des adaptations assez semblables à celles des Mammifères marins : oreille externe très réduite, yeux et narines portés à la partie supérieure du crâne.



Fig. 385. — Le Pic vert (*Picus viridis*), type d'Oiseau forestier.

Pattes disposées pour grimper le long des troncs d'arbres ; bec organisé pour l'attaque de l'écorce et la recherche des vers et larves xylophages (cf. fig. 370, A).

Vie forestière. — La vie terricole, la vie aéricole et la vie aquicole ne correspondent pas à des domaines rigoureusement séparés, mais plutôt à des types biologiques qu'on retrouve partout. Les conditions de groupement varient suivant le climat, le relief, la nature du sol, et surtout la végétation. On a reconnu depuis longtemps que les associations végétales caractéristiques forment de véritables domaines biologiques différant par la périodicité plus ou moins marquée de la vie animale, et les conditions de déplacement. Les zoologistes ont été frappés de la spécialisation de la faune forestière, par rapport à celle des régions ouvertes, qu'ils embrassent indistinctement sous le nom de steppes [TROUESSART, 5 *a*; KOBELT, 14].

La forêt est, dans tous les climats, une région où les variations de la température et de l'humidité sont moins fortes, la réserve de

nourriture végétale en moyenne beaucoup plus grande, mais où les déplacements sont subordonnés à des conditions spéciales. Les adaptations forestières n'ont guère fait l'objet d'études systématiques chez les Invertébrés. Il y a cependant là pour les Mollusques, pour les Insectes et les Vers un domaine spécial. Les types xylophages y sont à peu près limités; les Gastéropodes y sont plus nombreux. On a surtout remarqué les adaptations des Oiseaux et des Mammifères dits arboricoles.

Chez les Oiseaux, les Grimpeurs se nourrissant de vers et d'insectes xylophages sont caractéristiques. Le Pic de nos forêts en est un exemple remarquable par la forme du bec et des pattes, ainsi que par la langue (fig. 385, cf. fig. 374, A). Chez les Mammifères, les adaptations forestières ont été particulièrement étudiées par Dublin [11].

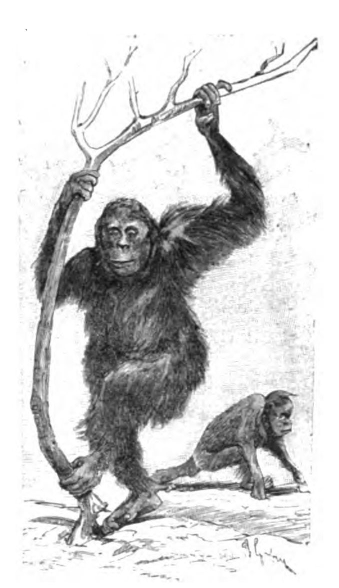


Fig. 386. — Orang-Outang.

Type de singe arboricole : allongement des bras, pieds préhensiles, pouce opposable.

Elles portent surtout sur les moyens de locomotion, et ont pour but de permettre à l'animal de grimper, courir rapidement sur les branches, de s'y suspendre et de sauter d'un arbre à l'autre. Les extrémités des membres sont modifiées en pattes préhensiles à phalanges allongées, à pouce opposable (Singes). La queue devient elle-même préhensile chez les Singes platyrhiniens et les Lémuriens. Les membres s'allongent, particulièrement l'avant-bras (fig. 386). Pour se soutenir dans l'air pendant leurs sauts, certains animaux ont une membrane unissant l'avant-bras au torse et constituant une sorte de parachute. Cette adaptation est commune aux Écureuils volants (fig. 387) et à certains Lémuriens (Galéopithèque, fig. 388).



Fig. 387. — Écureuils volants des forêts de la zone tempérée (*Pteromys*), d'après Kobelt.

Type arboricole.

Naturellement, la forêt ne proscrit pas les espèces non arboricoles, mais leur nombre est d'autant plus limité que l'association végétale est plus fermée. Les forêts équatoriales, les forêts tropicales, celles de la zone tempérée, celles à conifères et à feuilles caduques représentent autant de types d'habitat différent.

Vie steppique. — Le domaine des steppes, envisagé dans le sens le plus large, comprend toutes les régions non forestières. Les variations de l'humidité et de la chaleur y sont toujours plus fortes; c'est là qu'on trouve les types les plus spécialisés en vue de résister au froid et à la sécheresse. La périodicité est partout très marquée, tandis qu'elle fait défaut dans certaines régions forestières.



Fig. 388. — Galéopithèque de la Nouvelle-Guinée.

Type de Lémurien arboricole à membrane parachute, comme celle de l'écureuil volant.

Les adaptations steppiques ont été étudiées surtout chez les Mammifères. On a noté depuis longtemps la couleur du pelage, qui tend à prendre la teinte du sol (protection chez les herbivores, dissimulation qui permet d'approcher la proie chez les carnivores). MATSCHIE a observé que le ton du pelage de la genette varie avec l'humidité de l'air. Les formes les plus sombres habitent les régions forestières, les plus claires habitent les steppes ou les déserts. La livrée steppique se retrouve chez les Oiseaux et les Reptiles eux-mêmes.

Il y a lieu d'attacher plus d'importance aux modifications des moyens de locomotion et aux conditions de groupement. Le déplacement rapide est une nécessité pour la plupart des animaux de steppe. Tous sont plus ou moins bâtis pour la course ou le saut.

Au lieu du pied plantigrade des arboricoles, on trouve le pied digitigrade ou ongulé. Le nombre des doigts se réduit à 3 ou 4. Mais le sens des adaptations change suivant que la course proprement dite ou le saut sont plus employés [LULL, 15]. Chez les coureurs, les pattes de devant ont à peu près le même développement que les pattes de derrière (daim, antilope, cheval, etc.), le cou est allongé, le crâne dolichocéphale, la queue réduite. Chez les sauteurs, les pattes de derrière prennent la prépondérance, le cou est réduit, la queue très développée sert de balancier ou d'arc-boutant (Gerboise et autres Dipodidés des steppes de l'Ancien Monde (fig. 389), Kangouroo d'Australie).

Les Oiseaux eux-mêmes ont dans les steppes une tendance à devenir coureurs plutôt que volants. Les ailes sont relativement faibles, les pattes vigoureuses et adaptées, par l'écartement des doigts, à la marche, chez les

espèces qui fréquentent particulièrement les steppes et déserts de l'hémisphère Nord (Alouettes, Poule des déserts (*Pterocles*), Outarde). Dans l'hémisphère Sud, on trouve des restes d'une faune où l'évolution a été poussée jusqu'à la disparition complète des ailes, où le vol est devenu extrêmement rare ou même inconnu : Autruche du Sud-Africain, Nandou de l'Amérique du Sud, Casoar d'Australie, Apteryx de la Nouvelle-Zélande.

Une des particularités les plus importantes au point de vue géographique est la faculté de migration des animaux de steppe. Capables de se déplacer rapidement, habitués à changer de résidence lorsque la nourriture est insuffisante, ils ont un pouvoir d'expansion beaucoup

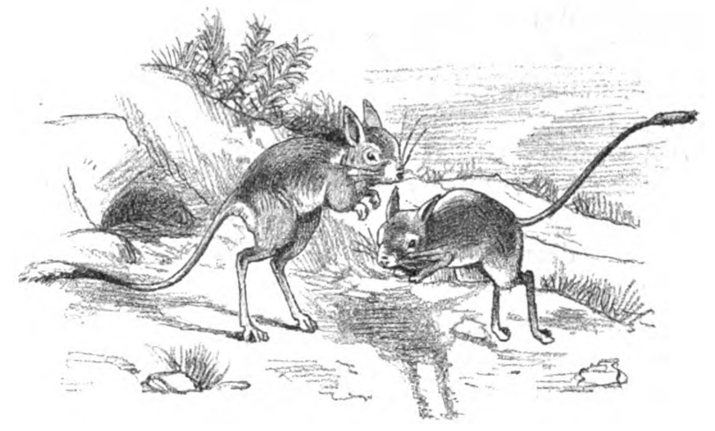


Fig. 389. — Gerboises (*Dipus gerboa*), d'après Kobelt.
Type de Rongeur terricole, sauteur, nocturne, habitant des steppes de l'Ancien Monde.

plus grand que les habitants des forêts. Leur aire de répartition est en moyenne plus étendue. Elle déborde parfois en dehors des steppes, la limite en est instable et l'on peut observer fréquemment des invasions de la faune steppique dans les régions forestières. C'est ainsi que l'Europe est constamment menacée d'invasions de rongeurs et d'oiseaux de steppe, comme elle l'a été longtemps de peuplades barbares des mêmes régions. On connaît les avancées successives des différentes espèces de rats d'origine asiatique. Le Spermophile commence à se montrer jusqu'en Bohême. Jacobi [16] a rassemblé un grand nombre de faits indiquant une poussée continue vers l'Ouest du monde des oiseaux asiatiques. Certaines espèces, depuis longtemps acclimatées dans l'Europe centrale, comme l'Outarde, sont des témoins de migrations antérieures.

Zones biologiques et régions zoologiques continentales. — Nous avons insisté longuement sur les principaux types de groupement

biologique de la faune continentale. Nous exposerons très brièvement les grandes lignes de leur répartition géographique. L'état actuel de nos connaissances ne permettrait pas de donner sur ce sujet autant de détails précis que pour le monde végétal. Les observations font défaut complètement pour certaines régions; elles sont pour les autres éparses dans un grand nombre de mémoires spéciaux. Il est bien rare qu'elles aient fait l'objet d'un essai de synthèse.

Les divisions des continents en grandes régions zoologiques établies d'après la répartition des genres et des familles sont complètement indépendantes des groupements biologiques. Cependant les zoologues tendent maintenant à reconnaître l'homogénéité de la zone tempérée et froide dans les deux groupes de continents de l'hémisphère Nord et à réunir la région *Paléarctique* (Ancien Monde) à la région *Néarctique* (Nouveau Monde) sous le nom de région *Holarctique*. C'est en effet dans l'hémisphère Nord que les affinités systématiques répondent le mieux aux affinités biologiques, grâce à la continuité presque complète du domaine continental. Il en est tout autrement dans l'hémisphère Sud. Nous étudierons donc spécialement l'hémisphère Nord.

La *Région arctique* y est presque aussi nettement séparée au point de vue systématique qu'au point de vue biologique et correspond à peu près à la zone des Toundras, avec les mêmes adaptations et souvent les mêmes espèces en Eurasie et en Amérique. La *Zone tempérée* correspond à peu près à l'ensemble des régions néarctique et paléarctique des zoologues. Elle se partage au point de vue biologique entre un domaine forestier et un domaine steppique. La disposition du relief, les particularités des climats subtropicaux et les circonstances de l'évolution y déterminent des régions spécialisées, soit au point de vue biologique, soit au point de vue systématique. Dans la *Zone chaude*, le parallélisme biologique entre la faune forestière et la faune des steppes peut encore être suivi sur les deux rives de l'Atlantique, mais la spécialisation systématique devient de plus en plus évidente. Dans l'hémisphère Sud, seul le domaine antarctique représente une unité à la fois systématique et biologique. Madagascar, l'Australie, représentent des centres de développement originaux.

La région arctique est la seule qui ait fait l'objet d'exposés synthétiques [Brauer, 17; Kobelt, 14]. Son peuplement tout récent, la continuité des terres autour du pôle Nord, l'uniformité des conditions physiques expliquent suffisamment son unité.

Le sol est gelé une bonne partie de l'année, la température est inférieure à 0° pendant 9 à 11 mois. Les animaux à sang froid (Amphibiens, Reptiles) sont rigoureusement exclus. Les Invertébrés annuels se multiplient à l'extrême pendant la belle saison. On connaît 402 espèces de papillons en Islande. Les moustiques rendent l'intérieur du Labrador absolument inhabitable, leur pullulement à la limite des forêts contribue à chasser vers le Nord pendant l'été les Samoyèdes de Sibérie avec leurs rennes. Les animaux à sang chaud ne pratiquent pas l'hibernation, à cause du froid trop intense; mais se couvrent de fourrures épaisses, à poil très fin et très serré chez les petits animaux, à poils grossiers chez les espèces de grande taille (Bœuf musqué). L'accumulation, pendant la belle saison, de graisse, utilisée pendant l'hiver, est commune chez les herbivores (Bœuf musqué, Renne), qui vivent en troupes, suivant des migrations saisonnales. Les Rongeurs (Lemming) forment au contraire des colonies très nombreuses de terricoles souterrains, qui pullulent au point d'émigrer parfois en grandes bandes vers de nouveaux gîtes dans la zone forestière. Ils forment la proie naturelle des carnivores, dont toute l'existence dépend d'eux : Hermine, Renard et Lièvre des neiges. Certains oiseaux leur donnent aussi la chasse, telle la Chouette polaire (*Stryx nyctea*). Tous ces animaux ont adopté la livrée blanche polaire.

Les îles et les rivages maritimes sont le siège de groupements spéciaux. Les herbivores migrateurs y manquent, ainsi que les Rongeurs et leurs ennemis naturels. L'Ours blanc, qui évite le continent et vit de pêche, s'avance sur la glace jusqu'à l'extrême limite de la vie vers le Nord. Mais la caractéristique est l'abondance extrême des Oiseaux, parmi lesquels dominent surtout les oiseaux de mer, pêcheurs, nageurs ou plongeurs (Eider, Mouette, Oie bernacle, etc.). Un grand nombre d'oiseaux migrateurs viennent aussi chercher dans ces terres reculées un abri pour leur couvée. Les parois rocheuses sont parfois formellement couvertes d'oiseaux nichant. Sur les grèves, les troupes de Pingouins sont un spectacle qui frappe tous les voyageurs. La faune polaire est donc loin d'être aussi pauvre qu'on pourrait s'y attendre étant donné la rigueur du climat, mais elle est remarquablement uniforme. Il en est autrement des faunes de la zone tempérée et de la zone chaude.

Contrastes généraux entre la zone tempérée et la zone chaude. — Malgré la séparation radicale que les océans établissent entre les deux grandes masses continentales, on peut affirmer que la zone chaude et la zone tempérée se présentent partout avec un ensemble de caractères biologiques et même systématiques nettement opposés.

Certains groupes sont limités à la zone chaude, tels les Singes et les Lémuriens (fig. 390), de même que les Édentés (fig. 391). Les Reptiles eux-mêmes y présentent une richesse de développement bien plus grande que dans la zone tempérée. Ces localisations s'expliquent en partie par des raisons climatiques, en partie par des phénomènes de corrélation, en partie par l'évolution. Les Reptiles sont des animaux à sang froid, de souche ancienne et très évoluée, comme le montre l'extension de certaines familles jusqu'en Australie (fig. 392).

Les Lémuriens actuels sont le reste d'un ordre jadis plus répandu, mais exclusivement arboricole. Les Singes, quoique plus récents,

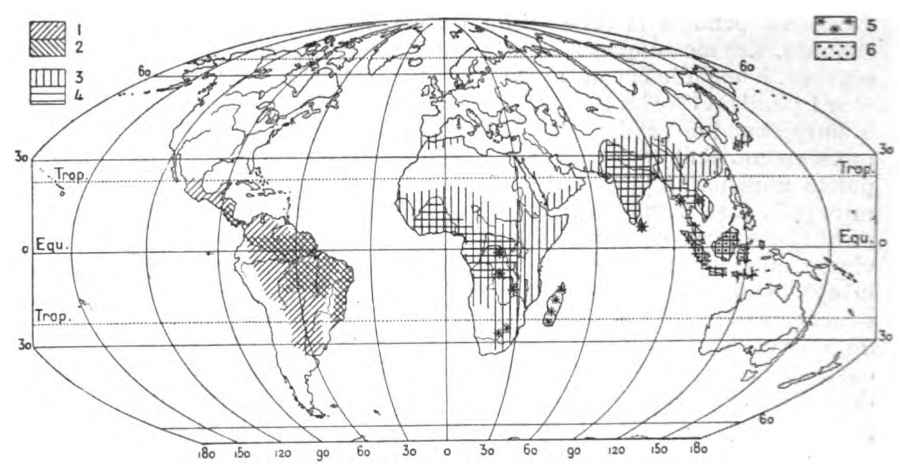


Fig. 390. — Répartition géographique des Singes et Lémuriens, d'après Marshall.

1-2, Singes du Nouveau Monde (*Platyrhiniens*); 1, Cébidés (Atèles); 2, Hapalidés (Ouistiti, fig. 397); 3-4, Singes de l'Ancien Monde (*Catarhiniens*); 3, Cercopithécidés (Cynocéphales); 4, Semnopithécidés et Simiidés (Gorille, Orang, Chimpanzé); 6, Galéopithécidés (*Galeopithecus*, fig. 388); 5, Lémuriens.

datent d'une époque où les climats froids n'étaient pas encore différenciés. Les Édentés se rattachent à une souche du tertiaire ancien

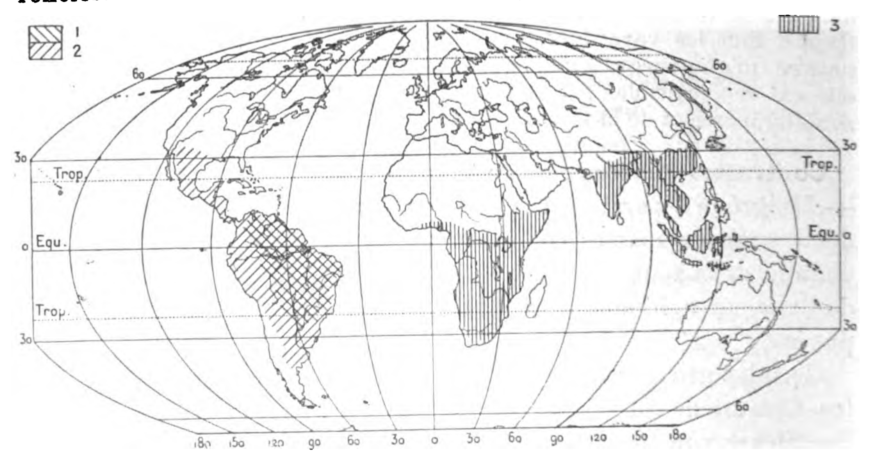


Fig. 391. — Répartition géographique des Édentés, d'après Marshall.

1, Dasypodidés (Tatous, fig. 398); 2, Bradypodidés (Paresseux) et Myrmécophagidés (Fourmiliers, fig. 375); 3, Manidés (Pangolin).

et sont liés par leur nourriture aux régions les plus riches en insectes, qui sont justement les régions chaudes.

Les Rongeurs sont par contre, si l'on met à part les familles ubiquistes (Muridés), plutôt des habitants de la zone tempérée (fig. 393).

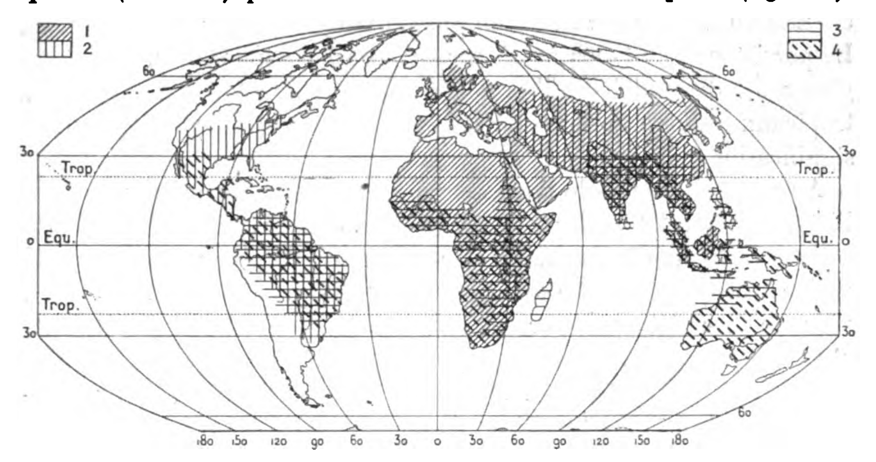


Fig. 392. — Répartition géographique des principales familles de Serpents, d'après Marshall.

1, Crotalidés; 2, Dendrophidés (Serpents arboricoles); 3, Pithonidés; 4, Vipéridés.

Leur extension est en rapport avec celle des steppes, qui a été à une époque relativement récente plus grande qu'à l'époque actuelle.

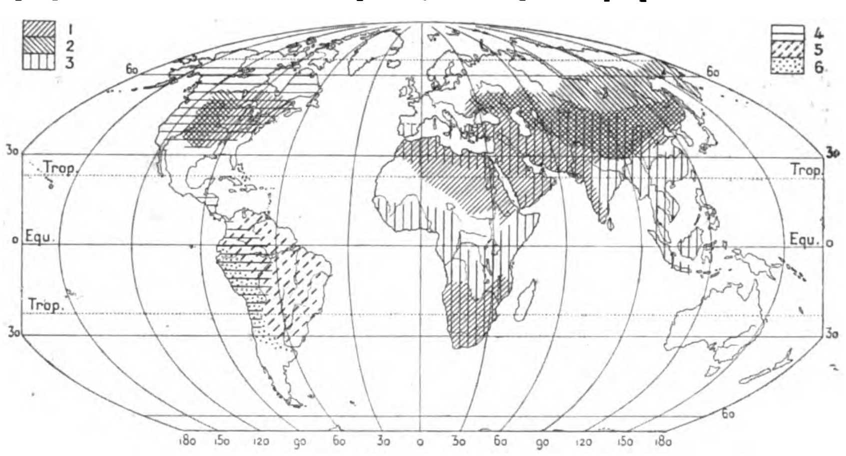


Fig. 393. — Répartition géographique des principales familles de Rongeurs, d'après Marshall et Trouessart (les familles ubiquistes sont laissées de côté).

1, Dipodidés (Gerboise, fig. 389); 2, Lagomyidés (Lagomys); 3, Hystricidés (Porc-épic); 4, Cercolabidés (Porcs-épics grimpeurs du Nouveau Monde); 5, Caviidés; 6, Chinchillidés (Chinchilla).

Les Poissons sont encore plus différents que les Mammifères. A part les Cyprinidés, les familles de la zone chaude lui sont rigoureu-

sement spéciales (Dipnoïques) ou peu représentées dans la zone tempérée (Silurides). Il est vraisemblable que c'est dans la zone chaude que s'est d'abord développée la faune des eaux douces [34 a]. La persistance de types aussi anciens que les Dipnoïques, dont l'origine remonte au delà du Trias, leur présence dans tous les continents tropicaux (Amérique du Sud, Afrique et même Australie) est assez significative.

Au point de vue biologique, on doit remarquer des différences dans l'importance relative des types d'habitat. La vie terricole a dans la zone chaude une importance extraordinaire. Le grouillement de la vie sur et dans le sol a quelque chose d'impressionnant. Fourmis, vers de terre géants, larves d'insectes de toute sorte y pullulent, bouleversant le sol, dévorant avec une rapidité incroyable les plantes mortes ou même vivantes. Des Amphibiens vermiformes s'y associent (Cécilies, fig. 376). Même dans les déserts le sol est animé par des scarabées et devient un refuge contre la sécheresse pour les Reptiles. — La vie aéricole a aussi dans la zone chaude une richesse de formes plus grande. L'abondance et la beauté des papillons sont connues de tous. Les Cheiroptères existent partout, même en Australie, et, au lieu d'être exclusivement insectivores, sont frugivores ou même carnassiers (Vampire). Les Oiseaux présentent aussi une variété de formes et de genres de vie remarquable.

La pauvreté relative de la zone tempérée n'est pas due seulement à son climat à variations plus fortes. Elle doit être en partie le résultat de la période glaciaire. L'influence de l'homme a certainement contribué à précipiter l'extinction d'un certain nombre de formes, dont nous trouvons des traces jusqu'à une époque récente. On sait qu'il a fait disparaître le Bison des prairies américaines et les grands fauves de la zone méditerranéenne.

La périodicité est en général moins marquée dans la zone chaude que dans la zone tempérée. D'un côté elle est en rapport avec les variations de l'humidité, de l'autre avec celles de la chaleur. La périodicité d'origine thermique se manifeste par la disparition des espèces annuelles, l'hibernation générale des animaux à sang chaud, particulièrement des habitants des steppes, l'émigration des oiseaux vers les contrées méridionales ou septentrionales, suivant que le but cherché est la nourriture plus riche ou les facilités de la couvée, enfin les modifications de la fourrure. — La périodicité d'origine hygrométrique se manifeste par la disparition des espèces annuelles, le sommeil estival de certains invertébrés (Mollusques, Insectes) et de quelques vertébrés (Tanrec), l'émigration des oiseaux vers les contrées

froides et, surtout dans les régions de steppes, les déplacements des grands troupeaux d'herbivores.

Les différences entre la faune forestière et la faune de steppe sont beaucoup plus marquées dans la zone chaude que dans la zone tempérée. La séparation est parfois aussi tranchée au point de vue systématique qu'au point de vue biologique, par exemple en Afrique, d'après Wallace lui-même.

Le domaine forestier tempéré. — L'extension du domaine forestier et du domaine steppique est déterminée dans la zone tempérée par la forme des continents, la latitude, le climat, et le relief du sol (**fig. 394**).

Le domaine forestier représente une zone de forêts plus ou moins ouvertes, entrecoupées de prairies naturelles et même de plaines steppiques, qui étaient beaucoup plus étendues à la fin de la période glaciaire. Cette considération est très importante pour expliquer la nature du peuplement. Le nombre des types strictement arboricoles est relativement restreint : Oiseaux grimpeurs insectivores (Pic), Oiseaux frugivores, Rongeurs grimpeurs du type écureuil, parfois adaptés au vol (Pteromys), chats sauvages et autres petits carnassiers chasseurs d'oiseaux et pilleurs de nids (Martre, Putois). Plusieurs espèces citées comme caractéristiques de la zone forestière (Cerfs, Daims) sont des animaux de prairie réfugiés dans la forêt peu dense. Il en est de même probablement du Loup et du Renard. Les oiseaux de proie (Faucon, Aigle, Busard) chassent en dehors de la forêt, où ils nichent.

L'étendue des régions découvertes a été notablement augmentée par l'homme. Ses champs et ses vergers, ainsi que ses habitations, sont devenus un domaine offrant aux animaux des conditions d'habitat spéciales, qui ont à la fois les avantages de la forêt et de la steppe, avec l'attrait du renouvellement constant des semences. Ainsi s'est formée une faune particulière, justement distinguée par KOBELT [14].

Les Terricoles souterrains pullulent dans les champs où la terre est remuée et pleine de racines. Les Invertébrés (Vers, Insectes, larves diverses) sont pour la plupart nuisibles, mais la guerre leur est faite par une armée d'Oiseaux et d'Insectivores fouisseurs, plus ou moins adaptés à la vie souterraine (Hérisson, Taupe). Les Rongeurs sont partout, aux champs et à la maison (différentes espèces de rats et souris, Hamster, Campagnol). Certains sont originaires du domaine steppique et leur invasion est de date récente. Les Chauves-souris sont toutes insectivores et par suite alliées de l'homme, dont les édifices leur servent, avec les grottes, de stations d'hibernation. Les Oiseaux sont aussi, dans l'ensemble, plus utiles par la guerre qu'ils font aux insectes, que par les dégâts qu'ils commettent dans les champs et les vergers. Quelques-uns sont des hôtes particuliers des villages ou même des villes où ils nichent (Cigognes, Moineaux, etc.).

Le monde aquatique a une grande importance dans la zone forestière non seulement par ses habitants propres, mais encore par les terriens aquicoles. Les côtes marines sont spécialement fréquentées par les Oiseaux à cause de la riche faune d'invertébrés de la plate-forme littorale. La plupart de ces oiseaux émigrent. Les rives des lacs et les bords marécageux des grandes rivières sont également très fréquentés par un monde d'échassiers et palmipèdes migrateurs : Canards, Cigognes, Pluviers, Bécassines, etc.,

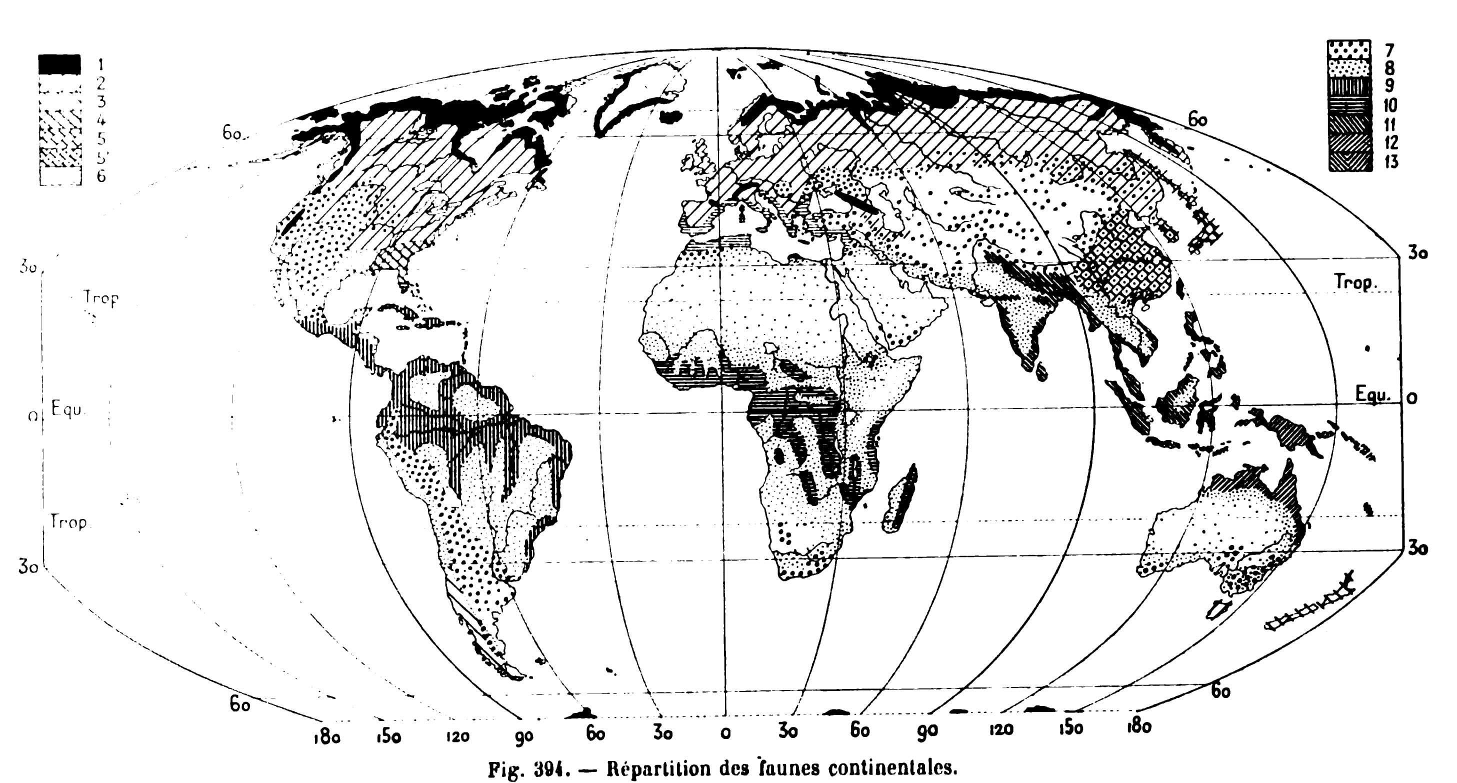


Fig. 394. — Répartition des faunes continentales.

1, faune des toundras et faune alpine; 2-3, faune des régions forestières tempérées (le sens des traits est le même dans tout l'hémisphère Nord, qui forme une région homogène, il diffère dans les différentes régions de l'hémisphère Sud); 4-6, faune subtropicale forestière (le sens des traits distingue les régions : virginienne [4], japonaise [5]; chinoise [5']; méditerranéenne [6]; 7, faune des steppes à hiver froid; 8, faune des steppes sans hiver (les déserts sont indiqués par la raréfaction des pointillés 7 et 8); 9 à 13, faunes forestières chaudes [le sens des traits distingue les régions : néotropicale (9), africaine (10), orientale (11), australienne (12), malgache (13)].

et par quelques petits Mammifères adaptés à la vie aquicole (Castors, Loutres). La faune fluviale proprement dite présente une grande variété de poissons, les uns sédentaires habitant surtout les eaux profondes et un peu stagnantes (Carpes, Tanches), les autres migrateurs. Ces derniers sont pour la plupart des hôtes de la région marine littorale, qui remontent les rivières pendant la période de reproduction : Saumon, Esturgeon. L'Anguille offre un des rares exemples de migration en sens contraire.

Le domaine steppique tempéré comprend à la fois des steppes proprement dites et des déserts tels que ceux de l'Asie centrale et de l'Ouest des États-Unis. Il y a là un ensemble de régions très variées, mais présentant partout des caractères communs : absence d'espèces arboricoles, forte variation thermique amenant chez les Invertébrés soit la disparition annuelle, soit des migrations souterraines (Vers), et rendant chez les Vertébrés le sommeil hivernal à peu près général; inconstance des précipitations et par suite des ressources végétales, d'où la nécessité de déplacements des herbivores; prédominance dans la végétation herbacée des plantes à bulbe ou à stolons, offrant une riche nourriture aux rongeurs terricoles souterrains, qui sont le type caractéristique des steppes tempérées : Marmotte, Hamster, Lagomys, Bobac, Spermophile, Gerboise.

Les Oiseaux sont relativement moins nombreux que dans la région forestière. Presque tous sont des migrateurs et n'apparaissent que pour faire la chasse aux lézards ou aux petits rongeurs pendant la belle saison. Il y a cependant un certain nombre d'espèces sédentaires, ou passant la plus grande partie de l'année dans la steppe, dont ils ont pris la livrée fauve, et où ils ont contracté des habitudes inconnues aux habitants de la zone forestière : nichée sur le sol ou dans les parois rocheuses, poursuite constante des insectes (Scarabées surtout) en courant sur des pattes robustes. Les Mammifères herbivores vivent en troupes : *Dchere* des Mongols (*Antilope subgutturosa*), Hémione de l'Asie centrale, Bisons des prairies américaines. Parmi les carnassiers qui les menacent, les Loups sont les plus répandus. Le Puma en Amérique, le Tigre touranien en Asie ont un domaine plus restreint.

Une particularité commune à presque tous les animaux de steppe est la vie nocturne. Pendant la plus grande partie du jour, la steppe semble morte. La nuit fait sortir de terre tout un monde d'Insectes et de petits Mammifères sauteurs et fouisseurs. C'est à ce moment aussi que les carnassiers entrent en chasse : Oiseaux de proie, Loups, Lynx, Tigres, etc.

Différenciation régionale dans la zone tempérée. — Tous les zoologues ont été frappés par l'uniformité des caractères de la zone tempérée de l'hémisphère Nord. Les mêmes genres ou des genres voisins se retrouvent sur les deux rives de l'Atlantique et du Pacifique. On doit cependant reconnaître des différences en rapport avec l'évolution géologique.

Elles sont surtout sensibles chez les Invertébrés. Les Mollusques américains diffèrent de ceux d'Europe, malgré des ressemblances de coquille [KOBELT, 7 *a*], le groupe des Neohelix remplaçant les Helix de l'Ancien Monde. Les rapports sont frappants entre les Gastéropodes sur les deux rives du

Pacifique, ce qui indique une ancienne liaison par la région du détroit de Behring actuel. Les Unionides à grosse coquille, très répandus dans le bassin du Mississipi sont rares aussi bien dans le domaine circumpacifique qu'en Europe.

Dans le monde des Vertébrés on trouve des faits analogues. Les Poissons offrent en Amérique une famille inconnue à l'Europe, celle des Lepidostéidés. Les Chauves-souris appartiennent à des genres différents sur les deux rives de l'Atlantique; il en est de même des Reptiles et des Lacertiens. Parmi les Mammifères, on ne peut s'empêcher d'être frappé des rapports étroits qui existent entre les Ours et les Chèvres de montagne de l'Asie orientale et des Montagnes Rocheuses [Kobelt, 14].

Au point de vue biologique, on doit remarquer que le groupement et les relations des faunes de steppe et de forêt n'est pas le même dans les deux groupes de continents. Certaines régions paraissent nettement spécialisées, particulièrement dans la zone des climats subtropicaux. L'immense étendue de steppes qui occupe toute l'Asie centrale sépare la région méditerranéenne de la région chinoise et japonaise, aussi rigoureusement qu'un océan. Cette séparation n'a pas toujours existé, et c'est ce qui explique certaines affinités de faune, comme la présence du même genre de Singe (*Macacus*) à Gibraltar et au Japon, affinités qui attirent d'autant plus l'attention qu'elles sont plus rares. Le Japon, la Chine avec la Mandchourie, et le monde méditerranéen peuvent être considérés comme des régions spéciales, aussi bien au point de vue biologique que systématique.

La faune japonaise est aussi variée que sa flore. Elle est riche en formes locales (2 ours, 1 loup et 1 renard, 2 cerfs spéciaux, 1 genre d'Antilope [*Nemorhedus*], 1 écureuil volant, etc.). Les rongeurs sont peu nombreux, les formes steppiques manquent entièrement. — La faune chinoise présente au contraire un mélange curieux d'espèces forestières et steppiques. Elle est remarquable par le développement des Insectivores (plusieurs genres spéciaux de Taupe), et par l'abondance des Faisans. Les régions montagneuses sont habitées par des Félins à long poil : Panthère et Tigre de Mandchourie, *Irbis*.

La faune méditerranéenne est moins spécialisée. C'est une faune de transition, intéressante surtout par le mélange des formes septentrionales et méridionales. Les Insectivores et Rongeurs des Steppes chaudes ont des représentants caractéristiques en Asie Mineure, dans l'Atlas et jusqu'en Espagne et Italie méridionale : Lapin vulgaire (*Lepus cuniculus*), Porc-épic (*Hystrix striata*), Daman de Syrie (*Hyrax syriacus*). Le monde des oiseaux offre peu de formes spéciales. On remarque en particulier la pauvreté relative de la faune littorale, due à l'absence d'une zone découverte par la marée. Mais les embouchures de rivières importantes et les deltas sont des carrefours où se rassemblent en multitudes innombrables les oiseaux migrateurs. Le delta du Nil en particulier est un véritable paradis pour l'ornithologue.

La faune des hautes montagnes. — On doit reconnaître une individualité particulière à la faune des hautes montagnes, si étendues dans la zone tempérée. Ses caractères participent à la fois de ceux de la faune arctique et de ceux de la faune des steppes, et cette double affinité est aussi marquée au point de vue biologique qu'au point de vue systématique. Les rapports avec la faune arctique sont beaucoup moins frappants qu'on ne l'imagine communément. Ils sont plus marqués dans le monde des Invertébrés

(Papillons particulièrement), que dans celui des Vertébrés (Lièvre alpin, Lagopède, fig. 372). La réduction du nombre des genres et des espèces dans tous les groupes peut être notée comme un caractère commun avec la zone polaire. Mais les affinités biologiques sont plus frappantes avec les steppes froides, d'ailleurs inséparables du monde alpin dans l'Asie centrale.

On peut définir la faune alpine : une faune de steppe subdésertique à fortes variations thermiques, à long hiver, mais relativement isolée et offrant un abri aux espèces capables de s'acclimater. Comme la steppe, le monde alpin est caractérisé par les terricoles souterrains : Taupe, Marmotte des Alpes, Chinchilla des Andes, Desman des Pyrénées; par les herbivores coureurs vivant en troupes : Chamois des Alpes, Vigogne des Andes, Chèvres diverses, Mouflons. Aux fortes variations thermiques répond le développement des fourrures épaisses (marmotte, chinchilla, ours, vigogne, mouflon), la périodicité des phénomènes biologiques et les migrations verticales. Tous les Invertébrés et les animaux à sang froid sont annuels ou hivernants. L'hibernation existe même chez les animaux à sang chaud (marmotte, ours). Presque tous les Vertébrés pratiquent une sorte de transhumance, s'élevant ou descendant plus ou moins suivant la saison. Ce phénomène est particulièrement frappant dans les montagnes de la zone forestière (Alpes), où les chauves-souris, les taupes, les martres, les rats, montent jusqu'à la limite des neiges éternelles [Tschudi, 18].

L'isolement biologique ne profite qu'aux vertébrés capables de déplacement en quête de nourriture. Les carnassiers sont rares, à part les oiseaux rapaces : aigle, vautour, condor des Andes. Ce fait est au moins aussi important que le changement du climat pour expliquer la retraite dans les montagnes d'espèces qui fréquentaient la zone des steppes-prairies à l'époque quaternaire. Elle rend compte de l'extraordinaire abondance des herbivores dans les hauts plateaux asiatiques. Les troupeaux de Yaks (fig. 371), d'Antilopes Orongo, de moutons et chèvres sauvages, ont fait par leur pullulement l'étonnement des premiers voyageurs. L'existence d'un singe à longs poils dans les montagnes du Tibet (*Semnopithecus* Roxellanæ) peut être aussi expliquée de ce point de vue.

Vie steppique et vie forestière dans la zone chaude. — Nous sommes moins bien renseignés sur la zone chaude que sur la zone tempérée. Nous pouvons cependant y reconnaître un ensemble de contrastes très marqués entre les régions forestières et les régions découvertes ou steppiques au sens large du mot.

Dans tous les continents, la forêt est riche en Insectes présentant les types les plus archaïques, particulièrement en Lépidoptères. La faune aéricole y est très développée. Les Oiseaux particulièrement abondent en espèces aux teintes éclatantes (perroquets, colibris, etc.). Les Singes sont l'élément le plus caractéristique. Là où ils manquent par suite d'un isolement ancien, on trouve des formes arboricoles équivalentes (Lémuriens). La vie arboricole est d'ailleurs générale et donne lieu à des adaptations dans tous les groupes; chez les carnassiers et les insectivores, les Serpents eux-mêmes (Dendrophidés), et les Amphibiens (grenouilles volantes ou Polypetadidés, fig. 395). La vie aquatique est d'une richesse extraordinaire, avec des poissons spéciaux de caractère archaïque (Dipnoïques se rattachant aux groupes

triasiques) et un monde de terriens aquicoles très varié, Oiseaux et Mammifères spéciaux (*Balæniceps* et autres échassiers, hippopotame, *Potamogale*, etc. Dans les régions à saison sèche prononcée, toute la vie reflue vers les bas-fonds humides et s'en éloigne périodiquement (Bahr el Ghazal, Chari), mais en général la zone forestière est caractérisée par l'absence de périodicité biologique. D'après SEMPER [12 *a*], les invertébrés eux-mêmes, Insectes, Mollusques, offrent en toute saison des œufs, des larves et des individus aptes à la reproduction.

La vie des steppes est au contraire caractérisée par une périodicité partout très marquée. Tout le monde des Invertébrés disparaît à peu près pendant la saison sèche. Des migrations étendues déplacent périodiquement les Mammifères herbivores, qui refluent vers les régions humides,

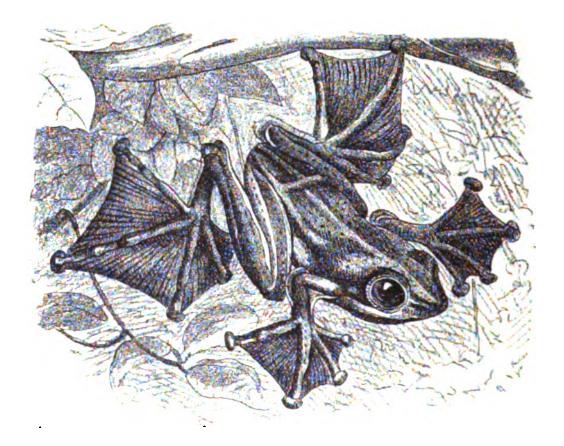


Fig. 395. — Grenouille volante de la Nouvelle-Guinée (*Rhacophora*), type d'Amphibien arboricole, d'après Trouessart.

Les membranes interdigitales étalées forment parachute.

grandes vallées, dépressions lacustres, ou vers les limites de la forêt. Le réveil de la savane africaine après les premières pluies dans le bassin du Chari, a été bien décrit par CHEVALIER.

Au point de vue systématique, la faune steppique est nettement séparée de la faune forestière. Les Singes y sont rares. Les Insectes sont en petit nombre, tous terricoles et annuels; par suite, les Oiseaux et surtout les Insectivores sont en nombre restreint. Les Reptiles ne font pas défaut; les Lacertiens sont relativement nombreux; les Serpents présentent des formes adaptées même à la vie dans le désert de sable (Psammophidés); des Oiseaux mangeurs de reptiles, plutôt coureurs que volants leur sont associés (Serpentaire africain, fig. 396).

Si les singes caractérisent le domaine forestier, les ruminants caractérisent le domaine steppique. Ils sont accompagnés par de grands carnassiers, habitants de la zone limite entre la steppe et la forêt, mais chassant dans les espaces découverts. Ce monde d'herbivores et de carnassiers s'étendait à l'époque miocène jusqu'à la zone tempérée actuelle et a été relégué vers le Sud par le refroidissement. On ne doit pas oublier cette circonstance pour expliquer la répartition des types systématiques.

La vie désertique proprement dite n'est qu'une forme appauvrie de la vie

des steppes chaudes. Les Rongeurs disparaissent presque; seuls persistent dans le Nord du Sahara les Dipodidés sauteurs. Les herbivores se maintiennent, en accentuant la longueur et l'agilité des jambes, pour pouvoir couvrir de grands espaces en quête d'eau ou de nourriture, profitant des pluies locales et des poussées temporaires de végétation (Gazelles). L'adaptation mimétique du pelage est générale, chez les ruminants comme chez les fauves qui les poursuivent. La vie nocturne est commune à tous les terricoles, qui passent le jour entier sous le sable (lézards, serpents) ou cachés au creux des rochers.

La vie aquatique ne fait pas entièrement défaut, mais elle devient souterraine. Les nappes phréatiques ou artésiennes sont peuplées dans le

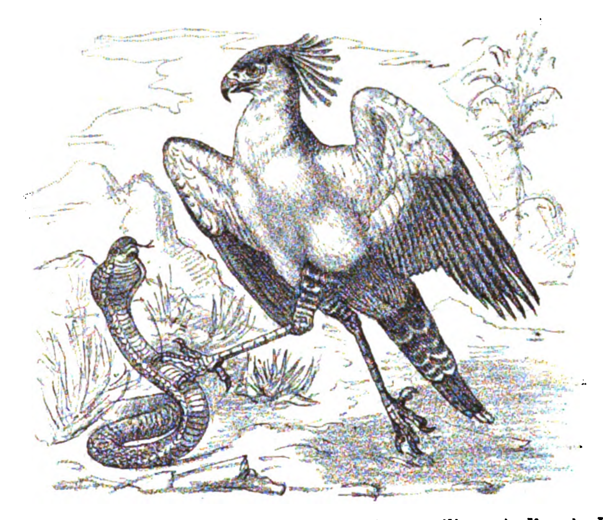


Fig. 396. — Le Serpentaire africain (*Serpentorius reptilivorus*), d'après Brehm.

Sahara de crabes aveugles (*Telphusa fluviatilis*). Les sources sont remplies de coquilles de petites Limnées, Physes et surtout *Melanopsis*.

Le désert de pierre et le désert de sable, la Hamada et l'Erg sahariens sont aussi différents au point de vue biologique qu'au point de vue physique. La Hamada est extrêmement pauvre en Oiseaux; des lézards et des serpents y font la chasse aux Rongeurs sauteurs. L'Erg est caractérisé par ses grands Scarabées noirs (*Pimelia*, *Ateuchus*) ou tachetés de blanc (*Anthia*), des sauterelles et des mouches qui sont la proie des lézards, tandis que ceux-ci attirent quelques oiseaux. Les chott ont aussi leur population spéciale. C'est au contact de la Hamada et de l'Erg que la faune est toujours la plus riche en Reptiles et en Oiseaux.

On le voit, la vie désertique et steppique, malgré son appauvrissement, présente une grande variété de types biologiques. Il y a là une série de faciès et d'associations très intéressants à préciser, et sur lesquels nous avons déjà des documents, particulièrement pour le Sahara. La variété est certainement au moins aussi grande dans les régions forestières. Mais la complexité des relations entre les formes biologiques et les faciès rend plus délicate une analyse, pour laquelle on manque d'ailleurs de bien des éléments nécessaires.

Différenciation régionale dans la zone chaude. — La séparation des masses continentales par des océans très étendus, leur structure orographique très différente et l'extension inégale qu'y présentent les climats forestiers ou steppiques déterminent dans la zone chaude des régions vraiment individualisées au point de vue systématique et biologique (v. fig. 394).

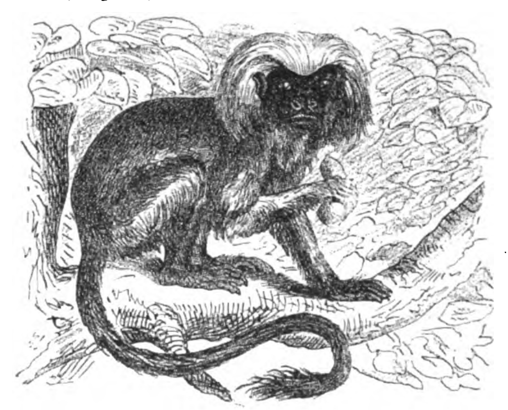


Fig. 397. — Ouistiti, d'après Trouessart.
Singe platyrhinien de la région forestière néotropicale.

Il y évidemment une *Région Néotropicale* correspondant à peu près au domaine des steppes et des forêts de la zone chaude de l'Amérique du Sud. L'isolement de cette région par rapport à l'Afrique remonte à la fin du Secondaire et lui assure une série de types originaux. Les Singes sont profondément différents par leur denture et leurs narines; leur queue prenante et leurs membres très allongés en font les types arboricoles les plus parfaits (fig. 397). Les Édentés sont à peu près spéciaux à la région. Les Poissons sont très particuliers [Pfeffer, 19] : on remarque l'absence des Cyprinidés répandus partout ailleurs (sauf en Australie), l'abondance des Siluridés (300 espèces), la présence de Raies adaptées à la vie fluviale dans l'Amazone. Les Reptiles ont des types venimeux redoutables, même parmi les Sauriens (*Heloderma suspectum* du Mexique). La taille des Tortues d'eau douce, des Serpents, des Lézards de la famille des Iguanidés est surprenante. Le monde des Invertébrés n'est pas moins intéressant. Les Insectes ne sont nulle part aussi nombreux et aussi spécialisés. Wallace note 68 genres et 800 espèces de papillons; les formes de grande taille à couleurs éclatantes sont connues de tous les collectionneurs (*Hætera*, *Morpho*). Les fourmis sont d'une abondance remarquable; nous avons noté l'association de certaines espèces avec des plantes (chap. I). Elles constituent la nourriture de tout un groupe d'Édentés (Fourmiliers, fig. 375).

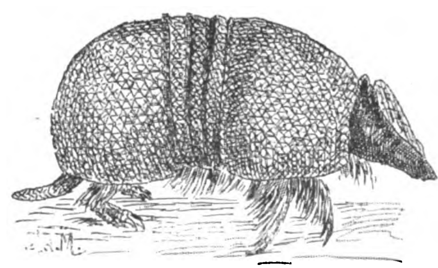


Fig. 398. — Tatou apar.
Édenté caractéristique de la région néotropicale. Cuirasse de plaques mobiles formées par les poils agglutinés.

La faune de la forêt amazonienne est riche en types spéciaux. C'est par excellence le domaine des singes de petite taille (Sapajou, Ouistiti, fig. 397, Atèle), des Édentés insectivores (Fourmiliers, Tatous, fig. 398) et herbivores grimpeurs (Paresseux, *Bradypus*), des oiseaux à couleurs éclatantes du

type Colibri, des oiseaux à gros bec (Toucan, fig. 399), et à crêtes éclatantes (*Cephalopterus*), des gobe-mouches, etc.

L'extension du domaine forestier est moins grande et sa richesse en types particuliers moins remarquable en Afrique. Il forme cependant, même pour la zoologie systématique, une région à part [WALLACE, 2 *a*], caractérisée par les singes anthropoïdes de grande taille (Gorille, Chimpanzé), les Mammifères à adaptations aquatiques (Hippopotame, Potamogale), les oiseaux végétariens (Musophagidés), les Perroquets du groupe *Psittacus*. Le domaine des steppes est très étendu et très uniformément peuplé au point de vue systématique, mais très riche en faciès variés, dont nous avons essayé déjà de donner une idée.

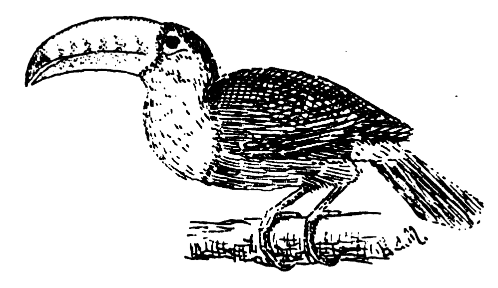


Fig. 399. — Toucan, type d'oiseau à gros bec de la région forestière néotropicale.

L'Asie sud-orientale forme une région désignée par WALLACE sous le nom de *Région orientale*. En réalité, il y a là au point de vue systématique toute une série de régions assez tranchées, et au point de vue biologique la variété des associations et des faciès est rendue très grande par la diversité du relief et du climat. Dans l'Inde, le domaine des steppes a des affinités africaines évidentes, avec ses serpents de sable (Psammophidés) et de roche (Pithonidés), ses Antilopes Nilghai, ses grands carnassiers. Le domaine forestier (Ceylan) a des affinités avec Madagascar par ses Lémuriens (*Loris*, fig. 400) et avec la Malaisie. La forêt subhimalayenne est un centre spécial, refuge du genre *Ailurus*, absolument isolé, et de plusieurs Ours (*Melurus*, *Helarctos*).

Dans l'Archipel sud-asiatique, l'isolement plus ou moins ancien de différents groupes insulaires a déterminé une spécialisation très marquée. La Nouvelle-Guinée, à peu près dépourvue de Mammifères, Célèbes où se rencontrent les Singes et les Marsupiaux, les Philippines forment autant de centres originaux. On remarque l'abondance des types forestiers arboricoles (Oiseaux de Paradis, Galéopithèque ou Lemur volant de Bornéo, fig. 388), Kangouroo de la Nouvelle-Guinée, *Dendrolagus*).



Fig. 400. — Loris grêle. Lémurien arboricole nocturne du Sud de l'Inde.

Spécialisation des régions de l'hémisphère austral. — Nous ne dirons que quelques mots sur les régions de l'hémisphère Austral. La séparation des continents est radicale depuis assez longtemps. L'hypothèse de communications par un groupe de terres antarctiques aujourd'hui disparues explique certaines affinités, encore sensibles

dans le monde des Invertébrés, spécialement des Mollusques [20, 22]. Mais les Vertébrés sont profondément différents en Amérique, Afrique, Australie, Madagascar et dans la Nouvelle-Zélande.

L'Australie offre l'exemple le plus frappant de l'indépendance relative des conditions biologiques par rapport à la systématique. Dans ce continent isolé depuis le Crétacé, les Marsupiaux et les Monotrèmes sont les seuls représentants des Mammifères. Ce rameau archaïque a pu cependant développer une série de types adaptés à la vie forestière et à la vie steppique : des herbivores, des insectivores et des carnassiers, des rongeurs, des terricoles fouisseurs, des arboricoles, des aquicoles. Il y a des Marsupiaux ressemblant à nos loups (*Thylacynus cynocephalus*), à nos écureuils, aux gerboises (Kangouroo). Les Monotrèmes offrent, à côté d'insectivores comparables aux hérissons (Échidné), un type curieux de fouisseur aquicole, l'Ornithorynque à bec de canard (v. fig. 384). L'originalité systématique de l'Australie a peut-être été exagérée par les zoologues s'occupant exclusivement d'animaux supérieurs et spécialement des Mammifères [WEBER, 21]. Les Reptiles et les Oiseaux eux-mêmes n'y sont pas complètement isolés. La faune entomologique y diffère encore moins de celle de l'Eurasie.

Madagascar a été moins radicalement isolé que l'Australie. Communiquant avec l'Afrique jusqu'au Tertiaire, elle a conservé la faune qui peuplait alors la zone tropicale : Lémuriens et Insectivores spéciaux arboricoles et nocturnes. La rareté et la petite taille des carnivores a favorisé cette survivance. Le monde des Oiseaux est moins spécial. Celui des Reptiles est remarquable par l'abondance des Caméléons.

L'Afrique et l'Amérique du Sud n'ont jamais été isolées; elles ont même communiqué jadis par des terres disparues. Il y a eu là un centre important de développement de faune steppique, dont on trouve des restes plus ou moins isolés : rongeurs terricoles comme le Coypu patagonien (*Myopotamus*) ou le Chrysochlore du Cap; rongeurs coureurs et sauteurs de taille assez élevée comme l'*Hilamys* ou lièvre sauteur du Cap, le *Dolichotys* de Patagonie, surtout grands oiseaux coureurs du type struthionide répandus à la fois dans l'Amérique du Sud (Nandou), l'Afrique australe (Autruche) et les îles voisines.

La Nouvelle-Zélande est un district autonome encore plus curieux. Les oiseaux sans ailes y ont subsisté jusqu'aux derniers temps : *Apteryx* encore vivant, *Dinornis*, *Miornis* disparus. Les Oiseaux sont d'ailleurs avec les Lézards les seuls Vertébrés; les Mammifères ne sont représentés que par deux espèces de Chauves-souris. Les Insectes sont relativement peu nombreux, mais les Mollusques indiquent des relations anciennes avec l'Amérique du Sud [IHERING, 22].

L'analyse des conditions œcologiques de régions relativement isolées comme le sont la plupart des terres de l'hémisphère Sud est très délicate. On ne doit pas se dissimuler qu'on est souvent en présence d'éléments fauniques anciens, qui n'ont pas évolué normalement sous l'influence de la libre concurrence, et par suite peuvent être imparfaitement adaptés. La disparition des espèces insulaires,

lorsqu'elles sont mises en présence de la faune plus évoluée des grands continents, en fournit souvent la preuve.

L'analyse de la faune de l'hémisphère Nord est plus démonstrative. C'est pourquoi nous y avons particulièrement insisté. L'importance des considérations paléogéographiques y est moins grande; mais les adaptations au milieu, le groupement en associations y apparaît plus nettement. Nous avons essayé de montrer que ces considérations, loin d'être d'un intérêt secondaire, comme on semble l'avoir cru trop souvent, sont capables d'animer une branche de la Géographie physique trop négligée dans la plupart des Traités généraux et des descriptions régionales.

On signale ici les ouvrages traitant de questions générales absolument spéciales aux faunes continentales. — Voir en outre les nos 1 à 13 et 30 à 34 de la Bibl. du chap. IV qui sont cités dans le texte du présent chapitre sous la forme 1 *a*, 2 *a*, etc.

1. — MERRIAM. Laws of temperature control of the geographical distribution of terrestrial animals and plants. *Nat. G. Mag.*, VI, 1894, p. 229-238, pl. 12-13.

2. — BAKHMETIEV (M. P.). De la température vitale minima chez les animaux dont la température du sang est variable. I. Insectes. *Arch. Sc. Biol.*, St-Pétersbourg, VIII, 1901, p. 242-264.

3. — FISCHER (E.). Experimentelle Untersuchung über Entstehung und Wesen der Schmetterling-Varietäten und Aberrationen. *Ber. Senkenbergischen Ges.*, 1901, p. 97-100.

4. — HORVATH (A.). Zur Physiologie der tierischen Wärme. *Centralbl. f. medizinische Wiss.*, X, 1872, p. 706, 721 et 737.

5. — DUBOIS (R.). Essai sur le mécanisme de la thermogénèse et du sommeil chez les Mammifères. Physiologie comparée de la marmotte. *An. Univers. Lyon*, XXV, 1896, 268 + LXX pp., 123 pl.

6. — VIRÉ (A.). Essai sur la faune obscuricole de France. Paris, 1899. In-8°, XIII + 296 p. (Cf. Sur quelques expériences effectuées au Laboratoire des catacombes du Muséum d'Histoire naturelle, *C.R. Ac. Sc.*, CXXXVIII, 1904, p. 706-707).

7. — RACOVITZA (E.-G.). Essai sur les problèmes bio-spéléologiques. *Arch. Zool. expérimentale*, (4) VI, p. 371-488, 1907.

8. — DARWIN (Ch.). Rôle des vers de terre dans la formation de la terre végétale. Trad. Levêque, avec préface d'Edm. Perrier. Paris, 1882. In-8°, XXVIII + 264 p.

9. — SHIMER (H.-W.). Fossorial adaptations in mammals. *Amer. Natur.*, XXXVII, 1903, p. 809-825.

10. — TROUESSART. La distribution géographique des Rongeurs vivants et fossiles. *Rev. Sc.*, 2e s., II, 1881, p. 65-72.

11. — DUBLIN (L.-I.). Arboreal adaptations in mammals. *Amer. Natur.*, XXXVII, 1903, p. 731-736.

12. — GRAESER (K.). Der Zug der Vögel, eine entwickelungsgeschichtliche Studie. Berlin, 1904. In-8°, 96 p.

13. — REICHENOW. Die Begrenzung zoogeographischer Regionen vom ornithologischen Standpunkt. *Zool. Jahrb. Abt. Systematik*, III, 5, 1888, p. 671-704, pl. 26.

14. — KOBELT (W.). Die Verbreitung der Tierwelt, gemässigte Zone. Leipzig 1902. In-8°, 576 p., 147 fig.

15. — LULL (R.-Sw.). Cursorial adaptations in mammals. *Amer. Natur.*, XXXVIII, 1904, p. 1-11.

16. — JACOBI (Arn.). Lage und Form biogeographischer Gebiete. *Z. Ges. f. Erdkunde.* Berlin, XXXV, 1900, p. 147-238.

17. — BRAUER. Die arktische Subregion. *Zool. Jahrb.*, III, 2, 1888, p. 189-308, pl. 7.

18. — TSCHUDI (F. von). Das Tierleben der Alpenwelt. 9e édit., Leipzig, 1872. In-8°, 593 p.

19. — PFEFFER. Die zoogeographischen Beziehungen Sud-Amerikas betrachtet an den Klassen der Reptilien, Amphibien und Fische. *Zool. Jahrb.*, Supplemt VIII, 1905, p. 407-433.

20. — GERMAIN (L.). Recherches sur la faune malacologique de l'Afrique équatoriale. *Arch. Zool. expérimentale*, (5) I, 1909, p. 1-195, 2 pl.

21. — WEBER. Das Indo-australische Archipel und die Geschichte seiner Tierwelt. Iena, 1902. In-8°, 46 p., 1 carte.

22. — IHERING (H. von). Archelenis und Archinotis, gesammelte Beiträge zur Geschichte der Neotropischen Region. Leipzig, 1907. In-8°, 350 p., 1 carte.

23. — SCHILLING. Mit Blitz und Büsche. Neue Beobachtungen und Erlebnisse in der Wildniss inmitten der Tierwelt von æquatorialen Ostafrika. Leipzig, 1907, in-8°, 558 p.

INDEX ET TABLES

INDEX ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS CITÉS

Les chiffres en italique (*766*) renvoient aux bibliographies placées à la fin de chaque chapitre.

S

T

U

V

W

INDEX ALPHABÉTIQUE DES MATIÈRES

1° Les noms géographiques sont en caractères gras (**Alaska, Côte d'Or**); les termes techniques, les noms de plantes et d'animaux, etc. sont en caractères italiques (*aven, baobab, crustacé*).
2° Les chiffres en italiques (*735*) renvoient aux bibliographies placées à la fin de chaque chapitre.
3° Pour les termes techniques, le premier chiffre renvoie toujours à la page où est donnée la définition.

B

C

F

G

H

N

Q

R

T

U

TABLE DES FIGURES ET CARTES

(DANS LE TEXTE)



TABLE DES PLANCHES

(PHOTOGRAPHIES HORS TEXTE)

PLANISPHÈRES EN COULEURS HORS TEXTE

(à la fin de l'ouvrage).

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE

NOTIONS GÉNÉRALES

DEUXIÈME PARTIE

LE CLIMAT

TROISIÈME PARTIE

L'HYDROGRAPHIE

QUATRIÈME PARTIE

LE RELIEF DU SOL

CINQUIÈME PARTIE

BIOGÉOGRAPHIE

ERRATA

Page 247 à 255, en titre courant, *au lieu de* : Le Climat des montagnes, *lire* : Le Climat de montagne.
— 249, ligne 29, *au lieu de* : (1re partie, ch. VIII), *lire* : (4me partie, ch. VIII).
— 493, figure 220, ligne 2 de la légende, *au lieu de* : boutoir, *lire* : butoir.
— 555, figure 256, ligne 1 de la légende, *au lieu de* : ancienne province de la Meurthe-Meuse, *lire* : ancienne vallée de la Meurthe-Meuse.
— 568, ligne 14, *au lieu de* : premières stades, *lire* : premiers stades.

Voir au verso la note sur les Planisphères en couleurs hors texte.

NOTE SUR LES PLANISPHÈRES EN COULEURS HORS TEXTE

Les deux cartes en couleurs hors texte sont destinées à être fréquemment consultées dans la lecture des différentes parties de l'ouvrage. Leur rapprochement avec les cartes générales placées dans le corps de l'ouvrage pourra donner lieu à mainte remarque intéressante.

On comparera particulièrement la *Carte des climats* avec les figures suivantes : Schéma des relations des climats des zones tempérée et tropicale (fig. 93, p. 225); — Esquisse de la répartition des formes dominantes de l'érosion continentale (fig. 180, p. 412); — Extension glaciaire quaternaire (fig. 279, p. 607); — Extension du Lœss (fig. 314, p. 674): — Répartition des Conifères (fig. 345, p. 749); — Répartition des groupes d'associations végétales (fig. 355, p. 784); — Extension des palmiers (fig. 356, p. 786); — Carte des domaines de la faune marine (fig. 368, p. 829); — Répartition des Singes, des Édentés, des Serpents, des Rongeurs (fig. 390-393, p. 858-859); — Répartition des faunes continentales (fig. 394, p. 862).

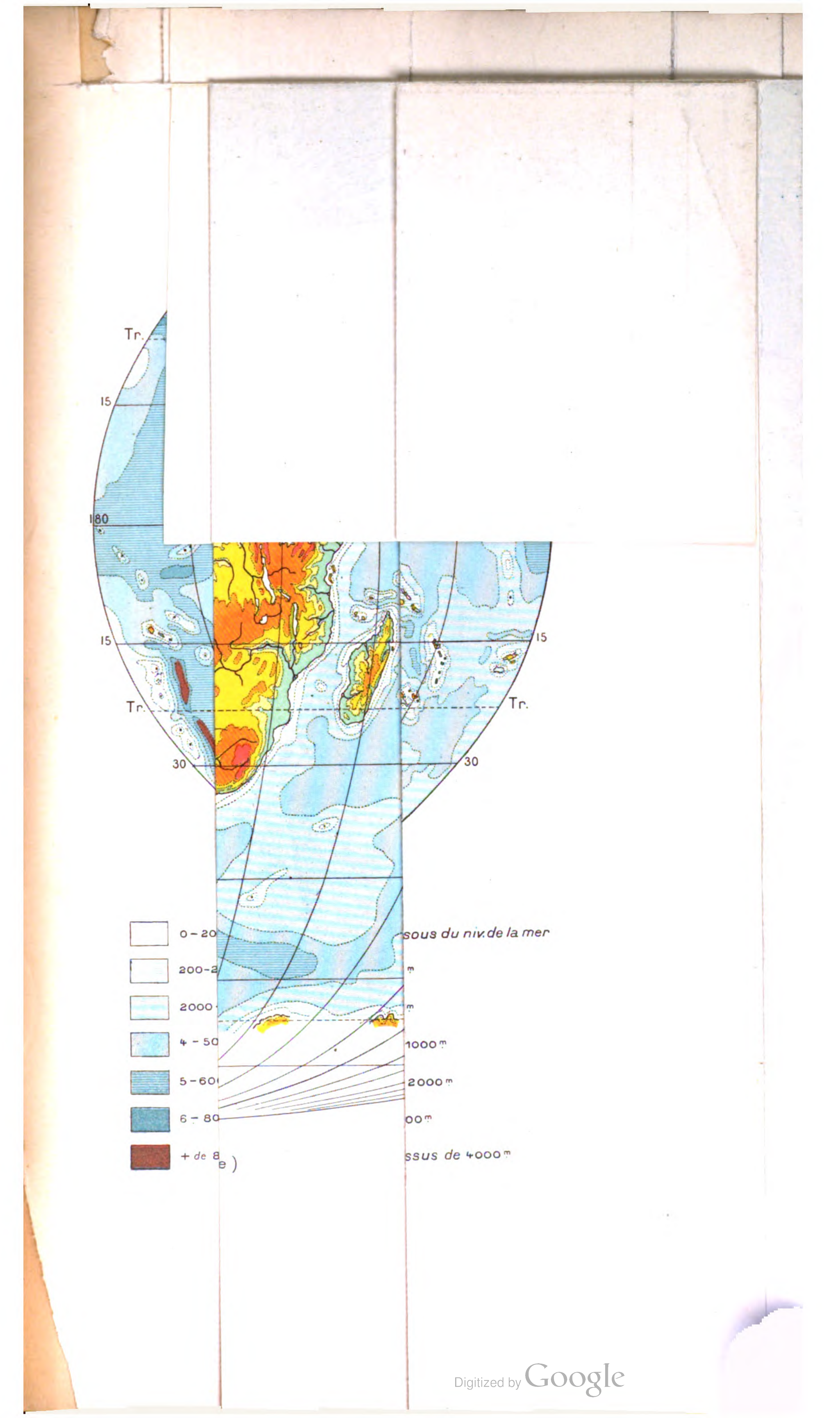
On rapprochera la *Planisphère hypsométrique et bathymétrique* des mêmes figures 180, 279, 355, 368, 394; — et des figures : Isanomales de surface (fig. 106, p. 272); — Salinité à la surface des Océans (fig. 109, p. 277); — Courants marins (fig. 121, p. 296; fig. 122, p. 297): — Esquisse des mers carbonifères (fig. 274, p. 596); — Esquisse des géosynclinaux et des masses continentales de l'ère secondaire (fig. 275, p. 598); — Plissements alpins (fig. 276, p. 600); — Extension des déserts de sable (fig. 310, p. 670).

Les sources utilisées pour la construction des cartes hors texte sont les suivantes :

Pour la carte des climats, HANN, *Atlas der Meteorologie* (Berghaus, Abt. 3); BARTHOLOMEW, *Physical Atlas*, part 3; KÖPPEN, *Versuch einer Klassification der Klimate*, *G. Z.*, 1900.

Pour le Planisphère hypsométrique et bathymétrique, les contours ont été tracés d'après les cartes spéciales de l'Atlas VIDAL-LABLACHE; la bathymétrie suit exactement la carte générale des Océans du Prince de MONACO; on s'est inspiré, en général, pour l'hypsométrie, des cartes de l'excellent petit atlas hypsométrique de E. ROMER (*Atlas geograficzny*, Lwow [Lemberg], 1908). On a, en outre, utilisé les cartes de l'Atlas STIELER, les essais hypsométriques partiels publiés, pour la région de l'Atlas, par DE FLOTTE-ROQUEVAIRE (*A. d. G.*, 1901), pour le Sahara, par CHUDEAU (*A. d. G.*, 1908), pour Madagascar, par GAUTIER (Thèse de doctorat, 1902), etc.

1110-12. — Coulommiers. Imp. PAUL BRODARD. — 11-13.



Tr.
15
180
15
Tr.
30
15
Tr.
30
0 – 20
sous du niv. de la mer
200 – 2
m
2000
m
4 – 50
1000 m
5 – 60
2000 m
6 – 80
00 m
+ de 8
e)
ssus de 4000 m

